UNIVERSITÉ DE PARIS

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE

THESE

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE PARIS

pour obtenir

le Titre de Docteur ès Sciences Physiques

par

Pierre MECHLER

Sujet : L'épaisseur de la croûte terrestre déterminée par l'enregistrement des séismes lointains en des stations voisines.

Soutenue le 21 DEC. 1967 devant la Commission d'Examen

: Président

: Examinateur

: Examinateur

1967-33

THESES

PRESENTEES

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

PAR

MECHLER Pierre

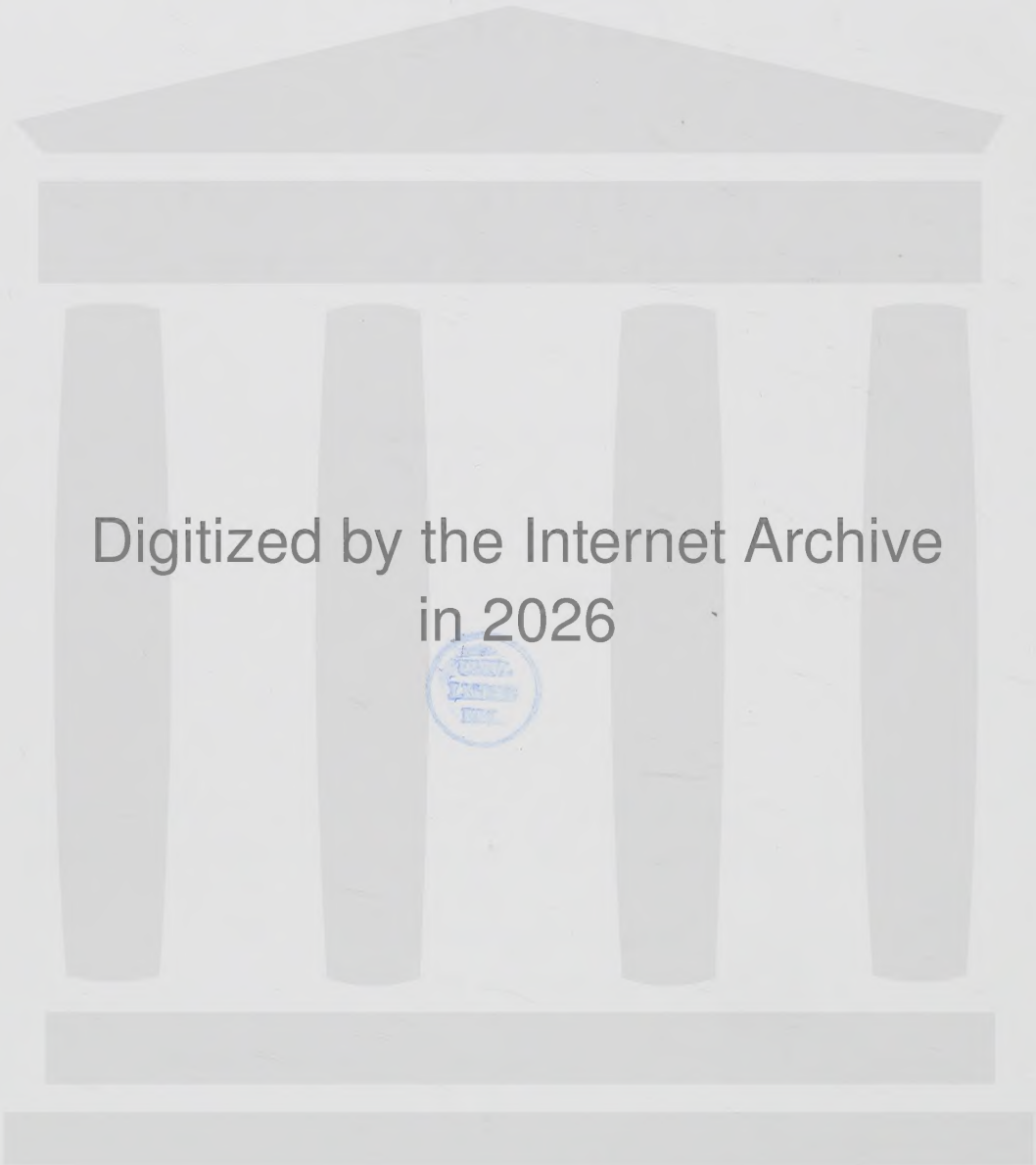
1ère THESE. " L'epaisseur de la croute terrestre déterminée par l'enregistrement des séismes lointains en des stations voisines."

2ème THESE. Propositions données par la Facultée.
" Effet magnéto-téllurique."

Soutenue le devant la commission d'examen.

MM ROCARD Président.

CAGNIARD, DELLOUE } Examinateurs.


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546604_0100

UNIVERSITE DE PARIS

FACULTE DES SCIENCES DE PARIS

PROFESSEURS

JANVIER 1967

Le Doyen.....M. ZAMANSKY

GRASSE	T Evolution des êtres organisés	Mlle CAUCHOIS	T Chimie Physique
PREVOST	T Chimie organique	THELLIER	T Physique du Globe
WYART	T Minéralogie et cristallographie	PONCIN	T Mécanique générale
TEISSIER	T Zoologie	DUBREIL	T Arithmétique et Théorie des nombres
AUGER	T Physique quantique et relativité		
MONNIER	T Physiologie générale		
PIVETEAU	T Paléontologie	CAGNIARD	T Géophysique appliquée
ROCARD	T. Physique E.N.S.	CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire
CARTAN	T Mathématiques E.N.S.	CUVILLIER	T Micropaléontologie
LAFFITTE	T Chimie générale		
N....	T Géométrie supérieure	TRILLAT	Microscopie et diffraction électronique
COULOMB	T Physique du globe	WIEMANN	T Chimie organique et structurale
		VASSY	T Physique de l'atmosphère
CHRETIEN	T Chimie minérale	DESTOUCHES	T Théorie physique
BOCQUET	T Zoologie	AMIEL	T Chimie générale
KASTLER	T Physique E.N.S.		
EPHRUSSI	T Génétique	J.P. MATHIEU	T Physique optique
GAUTHERET	T Biologie végétale CPEM	COUTEAUX	T Cytologie
LUCAS R.	Recherches Physiques	CHOQUET	T Théorie des fonctions et topologie
THOMAS A.	T Biologie	FELDMANN	T Biologie végétale marine
MORAND	T Physique enseignement	JOST	T Physiologie comparée
SOLEILLET	T Physique CPEM	FORTET	T Calcul des probabilités et physique mathématiques

FORTIER	T	Mécanique expérimentale des fluides	SCHWARTZ	T Calcul différentiel et intégral
DRACH	T	Biologie maritime	CHOUARD	T Physiologie végétale
QUENEY	T	Météorologie et dynamique de l'atmosphère	MALAVARD	T Aviation (technique aéronautique)
GALLIEN	T	Embryologie	BRELOT	T Analyse supérieure
EICHHORN	T	Botanique	NORMANT	T Synthèse organique
			YVON	T Théories physiques
BENARD	T	Chimie appliquée	COTTE	T Physique électricité
DUGUE	T	Statistique mathématique	DUBOIS J.E.	T Chimie organique physique
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie	LAMOTTE	T Zoologie E.N.S.
ULRICH	T	Physiologie végétale appliquée	OLMER	T Energétique générale
KIRRMANN	T	Théories chimiques	GAUTHIER	T Mécanique appliquée
CHADEFAUD	T	Botanique	BARCHEWITZ	T Chimie physique
Mlle LE BRETON	T	Physiologie de la nutrition	BROSSEL	T Physique atomique
LELONG	T	Application de l'analyse à la géométrie	BUSER	T Physiologie comparée
DEVILLERS	T	Anatomie comparée	CAMUS	T Physiologie végétale
EHRESMANN	T	Topologie algébrique	CURIEN	T Minéralogie et cristallographie
			POSSOMPES	T Zoologie
FRANÇON	T	Physique SPCN	PULLMANN	T Chimie quantique
GLANGEAUD	T	Géographie physique, géologie dynamique	TEILLAC	T Physique nucléaire et radioactivité
GODEMENT	T	Mathématiques MGP	VILLE	T Econométrie
PISOT	T	Technique mathématiques de la physique		
ROCH	T	Géologie	FREYMANN	T Recherches physiques
SCHATZMANN	T	Astrophysique	ROLLET	T Chimie minérale
TERMIER	T	Géologie générale	Mlle JOSIEN	T Chimie SPCN
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales	CHEVALLEY	T Géométrie algébrique et théorie des groupes
LENNUIER	T	Physique M.G.P.	GERMAIN	T Mécan.Théo.des fluides

ROUTHIER	T	Géologie appliquée	LUCAS G.	T	Géologie
Mme TONNELAT	T	Physique théorique	ALLARD	T	Chimie physique
DIXMIER	T	Mathématiques M.P.C	BERTHELOT	T	Physique des particules fondamentales
SOUCHAY	T	Chimie générale	BRICARD	T	Météorologie
AIGRAIN	T	Electrotechnique	Mme ALBE-FESSARD	T	Psycho-physiologie
BRUSSET	T	Chimie systématique			
LEVY	T	Physique théorique des hautes énergies	M. JULIA	T	Etude des molécules naturelles complexes
Mme CHAIX	T	Chimie biologique	MAGAT	T	Physico-chimie des rayonnements
Mme HUREL PY	T	Biologie végétale CPEM			
PANNETIER	T	Chimie générale I	MONOD	T	Chimie du métabolisme
BRUN	T	Mécanique des fluides I	DE POSSEL	T	Analyse numérique
Mme DUBREIL	T	Mathématiques (Agrégation)	CHARLOT	T	Chimie analytique
Mme LELONG	T	Mathématiques II E.N.S.	CHATELET	T	Chimie CPEM
BELLAIR	T	Géologie S.P.C.N.	MATTLER	T	Physique SPCN
BOUISSIERES	T	Radiochimie	AUBOIN	T	Géologie
Mme COUTURE	T	Thermodynamique et mécanique	Mme BENOIT-GUEUTAL	T	Physique nucléaire et radioactivité
FRANC		Biologie animale CPEM	BOUGIS		Biologie végérale marine Villefranche s/ Mer
SCHNELL	T	Botanique tropicale			
STOLKOWSKI	T	Physiologie générale	RIGAUDY	T	Chimie SPCN
ACHER	T	Chimie biologique	COLLONGUES	T	Chimie appliquée
BAUDOIN	T	Biologie animale CPEM	DUBERT		Biochimie
BEAUMONT		Biologie animale SPCN	NOZIERES		Physique fondamentale
BLAMONT		Géophysique ionosphère	CADIOT		Chimie organique
BOUREAU	T	Botanique	IVANOFF	T	Océanographie physique
CURIE D.		Physique MGP	FRANÇOIS		Zoologie
DURAND DELGA	T	Géologie	TALBOT		Génie chimique
HELLER	T	Physiologie végétale	Mme NOUGAREDE		Botanique
TORTRAT	T	Calcul des probabilités	BRUHAT	T	Mathématiques MPC

CAILLEUX	T	Géologie SPCN
MAGNAN	T	Physique électricité
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire
Mme CHOQUET BRUHAT		Mécanique analytique - mécanique céleste
Mlle VEIL	T	Physiologie générale
LWOFF	T	Microbiologie
SIESTRUNCK	T	Mécan. Phys. et expérimentale
CABANNES	T	Mécanique théorique
CAIRE	T	Géographie physique et géologie dynamique
COMOLET	T	Mécanique des fluides
DELLOUE	T	Physique de l'exosphère
HOUILLON	T	Biologie animale
OLIVIER	T	Anthropologie
SAMUEL	T	Mathématiques (ENS Jeunes filles)
THIRY	T	Mécanique céleste
ABELES	T	Physique SPCN
AMAT	T	Thermodynamique
BALKANSKI		Physique MPC 1
LE CORRE	T	Electricité
NATAF	T	Physique nucléaire et radioactivité
ECHALIER		Biologie animale CPEM
BARRAUD	T	Physique CPEM
DARS		Géologie structurale et appliquée
CAMEFORT		Botanique (agrégation)
VICHNIEWSKY	T	Mécanique industrielle
SIGWALT		Chimie SPCN
BLAQUIERE		Automatique
FOURNET		Electricité générale
DEHEUVELS	T	Mathématiques propédeutique
FURON	T	Géologie SPCN
Mme GANS	T	Génétique
GENEVES		Biologie végétale CPEM
HUPE	T	Pétrographie
HOLLANDE	T	Biologie générale
LIONS	T	Analyse numérique
MAITTE	T	Chimie organique
NICOLAS		Géologie appliquée
PANIGEL		Biologie générale
RAVIER	T	Pétrographie
MOREL F	T	Physiologie comparée
ROSEAU	T	Mécanique théorique des fluides
ROUBINE	T	Electronique E.S.E.
SILBER	T	Chimie CPEM
UEBERSFELD	T	Electronique
HERVE	T	Mathématiques
Mme PECKER-WIMEL	T	Astrophysique
TAVERNIER		Physique PC
DURAND Michel		Biologie animale SPCN
PASCAUD		Physiologie
Mme PETIT		Biologie animale CPEM
CAGNAC		Electricité
FALK-VAIRANT		Physique nucléaire
KRASNER	T	Mathématiques
BENZECRI	T	Statistiques
VINH MAU		Physique MGP
DUQUESNES		Physique CPEM
SCHUTZENBERGER	T	Programmation

BARUCH		Physique propédeutique
ARNOUS	T	Physique théorique
SLONINSKY		Génétique
MALLIAVIN	T	Mathématiques propédeutique
GAUDEMAR		Chimie propédeutique
BROUSSE	T	Mécanique théorique
ROSCH	T	Astronomie
GUY	T	Physique expérimentale
LAZARD	T	Mathématiques MPC
MOREL P.		Physique MPC
ARSAC		Programmation
LEFEBVRE	T	Chimie MPC
BOK		Physique fondamentale
CHAPEVILLE		Biochimie
BENOIT		Physique CPEM
RIO		Chimie CPEM
JAUZEIN		Géologie ENS
PREVOST G.		Biologie cellulaire
FAVARD P.		Biologie animale CPEM
Mme CHARNIAUX-COTTON		Evolution des êtres organisés
Mlle FICINI		Chimie CPEM
LEQUEUX		Astronomie
COHEN-TANNOUDJI		Physique atomique
TREMILLON		Chimie MPC
FAYARD		Chimie MPC
BUVET		Chimie CPEM
AUTHIER		Minéralogie et cristallographie
BONNEFILLE		Electrotechnique
Mme PUISEUX	DAO	Biologie végétale
BERGER	T	Géométrie supérieure
Mlle LIBERMANN	T	Mathématiques
DEDONDER	T	Biologie cellulaire
DUFOUR	T	Electronique I.U.T.
SCHAAL		Chimie CPEM
BAUCHOT		Anatomie comparée
LANCE	BV	CPEM
GIRAUD		Botanique ENS
HULIN		Physique P.C.
VIGIER		Génétique
GUERN		Biologie végétale
SLODZIAN		Physique CPEM
LACOMBE		Logique mathématique
TAVLITZKI		Biologie cellulaire
ARVIEU		Physique CPEM
TAXI		B.A. CPEM
COLLENOT		B.A. CPEM
BASSELIER		Chimie propédeutique
BADOUAL		Electronique I.U.T.

LE SECRETAIRE GENERAL,

R. POULLAIN

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur Y.ROCARD, directeur du Laboratoire de Physique de l'Ecole Normale Supérieure. M'ayant accueilli dans son laboratoire, Monsieur ROCARD a dirigé mes débuts en Géophysique, m'a fourni l'idée de cette thèse et m'a permis de la réaliser, non seulement par l'intérêt permanent qu'il m'a porté, mais aussi par les nombreux moyens qu'il a mis à ma disposition, tant au Laboratoire que dans les stations sismologiques.

Tous mes remerciements vont aussi aux membres du Laboratoire de détection et de Géophysique du C.E.A., en particulier Mademoiselle BEAUFILS qui assure avec compétence l'étude des enregistrements sismiques, et Messieurs ECOLLAN et PERIGAUD, qui se chargent de l'entretien du réseau sismique et de la mise au point du matériel, ainsi que tous les ingénieurs et techniciens de ce service. Ils forment une équipe homogène et efficace qui a permis de réaliser ce travail et avec laquelle j'ai toujours coopéré de façon très fructueuse.

Je ne peux malheureusement nommer tous les chercheurs dont les discussions et critiques m'ont été si profitables, en particulier le Professeur CAGNIARD, je tiens cependant à tous les remercier ainsi que toutes les personnes, chercheurs, techniciens et élèves de l'E.N.S. qui ont toujours accepté de se déplacer pour faire des enregistrements sur le terrain.

Je suis aussi très obligé de la compétence et du dévouement de Mesdames J.GIRAUD et M.HOCHREUTINER qui ont préparé la publication de ce manuscrit.

L'organisation ARPA, à une certaine époque, m'a apporté un soutien très utile, ainsi que la D.R.M.E., en permettant le fonctionnement de notre bureau d'exploitation sismique et de nombreuses missions sur le terrain.

INTRODUCTION

L'étude scientifique des tremblements de terre à l'aide d'enregistrements sismiques ne date que d'un peu plus d'un demi-siècle, cependant elle a déjà permis aux Sismologues de définir la constitution interne de la terre et d'obtenir une quantité d'informations qu'il serait totalement impossible de recueillir par d'autres méthodes.

Si on se limite à l'étude de la propagation des ondes sismiques, deux domaines ont été principalement étudiés jusqu'à présent :

- Les tremblements de terre lointains ont permis de mesurer les vitesses sismiques à l'intérieur de la terre, permettant ainsi de définir la structure profonde du globe. Les ondes sismiques sont les seules ondes qui pénètrent jusqu'au centre de la terre et constituent ainsi l'unique moyen d'investigation connu pour étudier sa structure. Ce domaine a été illustré par les noms de quelques grands géophysiciens parmi lesquels je ne citerai que B.Gutemberg,Sir Harold Jeffreys ou Miss Lehman ; son point culminant a certainement été la publication de tables de temps de propagation des ondes sismiques par Jeffreys, tables qui sont toujours la base des recherches sur les séismes.

- Les tremblements de terre proches permettent une étude plus détaillée mais plus locale de la terre. Il est possible d'utiliser des explosions et non plus des séismes naturels. La Sismologie expérimentale s'est effectivement développéede façon considérable ces dernières années et permet l'étude fine de la croûte terrestre et du manteau supérieur.

La distinction entre ces deux domaines est assez nette, il existe cependant des exceptions, par exemple, une explosion nucléaire

souterraine peut être enregistrée à grande distance,ainsi un lien est établi entre le second domaine et le premier. Si l'on excepte les études de mécanismes au foyer, il y a eu beaucoup moins de recherches utilisant des séismes lointains et fournissant des structures détaillées mais locales. C'est pourtant dans cette voie que nous nous sommes engagé.

En étudiant des particularités du temps de propagation des ondes issues de séismes lointains, dans des stations proches l'une de l'autre, nous allons montrer qu'il est possible d'obtenir des renseignements sur la croûte terrestre au voisinage des stations. Certes, notre méthode étant différente de celles de la sismologie expérimentale, nous n'obtiendrons pas les mêmes résultats. Par exemple, il ne nous sera pas possible de distinguer les différentes couches de la croûte terrestre, par contre, nous obtiendrons avec plus de facilité et de détails les variations d'épaisseur de la croûte prise dans son ensemble.

Nous allons ainsi obtenir une carte de la discontinuité de Mohorovicic. Nous utiliserons plusieurs fois,dans ce travail, le mot de "Mohographie" qui indique bien nos préoccupations : connaître la surface de discontinuité limitant la croûte.

Après avoir décrit, dans le premier chapitre, la méthode que nous utilisons, le deuxième chapitre présentera le matériel d'enregistrement de nos stations sismiques. Ce deuxième chapitre est important ; en effet, c'est seulement grâce à des liaisons-radio entre nos différentes stations que nous pouvons être sûr des anomalies que nous mentionnons. Si, auparavant, peu d'études de structure locale ont été faites, c'est en grande partie parce que le matériel utilisé ne s'y prêtait pas. Enfin, les trois derniers chapitres montreront trois applications de la méthode à trois régions françaises, en insistant sur les relations que nous avons trouvées entre les structures déterminées par la Sismologie et celles déterminées par les Géologues.

Il aurait été possible d'intituler ce travail "Méthode pour lever une carte mohographique". Nous avons préféré être plus explicite. Cette carte a non seulement un intérêt pour la connaissance de la croûte, mais elle permet aussi, dans de nombreux cas, d'expliquer les variations d'amplitudes des signaux enregistrés. Nous avons signalé ce problème des amplitudes à propos de nos expériences dans le Tarn-et-Garonne et aussi dans une publication aux Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences[24]. Cette partie de notre travail sera poursuivie de même,bien entendu , que la détermination de la structure de la discontinuité de Mohorovicic, sous les stations de notre réseau qui n'ont pas encore été utilisées. Le but de ce travail est d'indiquer la méthode que nous avons suivie et que nous continuerons à utiliser et non d'en donner toutes les applications possibles.

CHAPITRE I

ANOMALIES DES TEMPS DE PROPAGATION D'UNE ONDE SISMIQUE ENREGISTREE DANS DEUX STATIONS VOISINES

Introduction - Définition des écarts de temps

Depuis les travaux de Jeffrey's et Bullen[20], les sismologues disposent de tables de propagation permettant de calculer le temps du trajet d'une onde sismique, entre le séisme et la station d'enregistrement. Il est cependant évident que le temps ainsi calculé (ou à l'aide d'une autre table existante) ne correspond pas exactement au temps mesuré. On peut déduire de ces différences, soit une meilleure approximation de la localisation de l'épicentre et de la profondeur du séisme, soit, si celles-ci sont bien connues, une correction aux tables, qui pourrait être due au fait que par exemple la Terre n'a pas une symétrie sphérique. Mais tel n'est pas notre propos, nous allons nous limiter à des stations d'enregistrement proches l'une de l'autre, distantes de quelques dizaines de kilomètres au maximum et montrer que les écarts obtenus entre les différences de temps de propagation observées et calculées peuvent s'interpréter à l'aide des propriétés de la croûte terrestre au voisinage des stations. Nous aurons ainsi une méthode d'étude de la croûte terrestre différente des méthodes généralement utilisées.

Considérons donc deux stations d'enregistrement sismique distantes de quelques dizaines de kilomètres et ayant perçu les ondes P d'un séisme suffisamment éloigné pour que les ondes incidentes aient pénétré dans le manteau assez profondément ; ainsi, nous n'aurons pas

à considérer l'ensemble de la croûte terrestre entre l'épicentre et les stations. Pour fixer les ordres de grandeur, disons que la distance épicentrale doit être comprise entre 2 000 et 10 000 Km.

Indépendamment de toute table de propagation, nous constatons que la vitesse de passage des ondes entre les stations varie en fonction de l'azimut pour des séismes ayant lieu à des distances voisines, ce qui est évidemment contraire à l'hypothèse de la symétrie sphérique de la terre. Les écarts atteignent facilement plusieurs dixièmes de seconde, soit plusieurs Km/s de variation sur la vitesse de passage de l'onde.

Pour pouvoir comparer entre elles les données de plusieurs séismes, nous devons réduire les valeurs des écarts obtenus. Comme l'interprétation que nous proposons met en jeu l'épaisseur de la croûte terrestre au voisinage des stations, il est beaucoup plus pratique d'utiliser le temps de parcours de l'onde plutôt que sa vitesse, l'épaisseur étant proportionnelle au premier et inversement proportionnelle à la deuxième.

Nous observons une certaine différence de temps entre l'arrivée de l'onde dans les deux stations, nous calculons cette différence en fonction de la distance et de la profondeur du séisme à l'aide de tables de propagation. L'écart entre ces deux différences constitue notre donnée expérimentale. Cette donnée dépend évidemment de la table de propagation choisie. Il se trouve que les tables existantes fournissent des valeurs voisines les unes des autres, et, qu'en particulier, les vitesses apparentes sont quasiment identiques dès que le séisme est un peu lointain. On peut en trouver une preuve tout d'abord dans les corrections apportées aux tables au cours du temps, qui sont du genre "de telle à telle distance, ajouter telle valeur aux temps de propagation de l'onde...", ce qui ne fait évidemment pas varier la vitesse de cette onde. On trouvera en appendice à ce chapitre les vitesses apparentes déduites de tables de Jeffrey's Bullen et de Romney. Les premières ont été établies à l'aide de statistiques sur des séismes pour la plupart enregistrés en Europe, la deuxième à l'aide

d'explosions atomiques dans le Pacifique. Les vitesses sont cependant remarquablement voisines.

Les écarts ont bien une réalité physique

Les écarts que nous obtenons ainsi doivent avoir une signification physique. Précisons tout d'abord leur ordre de grandeur : ils peuvent atteindre plusieurs dixièmes de seconde ; dans le chapitre consacré à la description du matériel que nous utilisons, nous verrons que la précision de la lecture est meilleure que le dixième de seconde, au moins pour les séismes bien enregistrés. Autrement dit, l'effet est faible mais supérieur aux erreurs expérimentales et nous pourrons toujours faire des statistiques sur plusieurs séismes et donc éliminer une partie de ces erreurs de lecture.

Il existe une autre possibilité d'erreur qui pourrait complètement fausser notre détermination des écarts. Lorsque nous calculons la différence de temps à l'aide de tables, nous devons utiliser la position du foyer du séisme. Si celui-ci est une explosion dont nous connaissons les coordonnées, il n'y a pas de difficulté, mais, dans la plupart des cas, nous utiliserons des tremblements de terre dont l'épicentre est déterminé par des organismes nationaux ou internationaux (U.S.C. and G.S., ou B.C.I.S. en particulier), la précision est alors de l'ordre du demi-degré sur l'épicentre, quant à la profondeur focale, sa détermination est parfois assez illusoire. Mais ces incertitudes ne sont que peu importantes pour la mesure des écarts de temps.

En utilisant les coordonnées sphériques de la station et de l'épicentre à la surface de la terre, la formule fondamentale de la trigonométrie sphérique permet de calculer la distance angulaire D entre la station θ, Ψ et l'épicentre θ', Ψ', qui est donnée par

$$\cos D = \cos \theta \cos \theta' \cos (\Psi - \Psi') + \sin \theta \sin \theta'$$

Dans cette formule, θ et θ' représentent les coordonnées géocentriques et non géographiques, de façon à obtenir une meilleure

évaluation de la distance. Soit $\theta + d\theta$ et $\Psi + d\Psi$ les coordonnées de notre deuxième station, voisine de la précédente, $d\theta$ et $d\Psi$ sont de l'ordre de quelques 10^{-3} radian, ce qui nous autorise à faire un développement en série limité au premier terme pour obtenir la différence de distance entre l'épicentre et les deux stations.

$$dD = \frac{1}{\sin D}\left\{\left[\sin\theta\cos\theta'\cos(\Psi-\Psi') - \cos\theta\sin\theta'\right]d\theta + \cos\theta\cos\theta'\sin(\Psi-\Psi')d\Psi\right\}$$

Une erreur possible $\Delta\theta'$, $\Delta\Psi'$, sur la position de l'épicentre permet alors d'obtenir une marge supérieure de l'erreur commise ou la différence des distances dD

$$|\Delta dD| \leqslant \Delta\theta' \left| A d\theta + B d\Psi \right| + \Delta\Psi' \left| C d\theta + D d\Psi \right|$$

où nous avons posé :

$$A = -\frac{1}{\sin D}\left[\sin\theta\sin\theta'\cos(\Psi-\Psi') + \cos\theta\cos\theta'\right] + \frac{\cos D}{\sin^3 D}\left[\sin\theta\cos\theta'\cos(\Psi-\Psi') - \cos\theta\sin\theta'\right] \times \left[\sin\theta\cos\theta' - \cos\theta\sin\theta'\cos(\Psi-\Psi')\right]$$

$$B = -\frac{1}{\sin D}\sin\theta\cos\theta'\sin(\Psi-\Psi') + \frac{\cos D}{\sin^3 D}\cos\theta\cos\theta'\sin(\Psi-\Psi') \times \left[\sin\theta\cos\theta' - \cos\theta\cos\theta'\,.\,\cos(\Psi-\Psi')\right]$$

$$C = \frac{1}{\sin D}\sin\theta\cos\theta'\sin(\Psi-\Psi') + \frac{\cos D}{\sin^3 D}\cos\theta\cos\theta'\sin(\Psi-\Psi') \times \left[\sin\theta\cos\theta'\cos(\Psi-\Psi') - \cos\theta\sin\theta'\right]$$

$$D = \frac{1}{\sin D}\cos\theta\cos\theta'\cos(\Psi-\Psi') + \frac{\cos D}{\sin^3 D}\cos^2\theta\cos^2\theta'\sin^2(\Psi-\Psi')$$

Une étude complète de ces quatre coefficients en fonction des quatre paramètres θ, Ψ, θ', Ψ' serait très longue et inutile. Puisque

nous supposons une symétrie sphérique à la terre, nous pouvons particulariser les axes de coordonnées. Nous allons placer notre première station réceptrice au pôle du système de coordonnées et la deuxième sur le méridien origine, soit $\theta = \pi/2$, $\Psi = d\Psi = 0$.

Les expressions précédentes se simplifient en :

$$\cos D = \sin \theta'$$
$$dD = \cos \Psi' \, d\theta$$
$$\Delta dD \leqslant |\sin \Psi' \, d\theta| \, \Delta\Psi'$$

soit, en majorant cette dernière expression

$$\Delta dD < |d\theta| \, \Delta\Psi'$$

Si nous voulons raisonner en temps de parcours, il nous suffit de diviser par la vitesse V de passage de l'onde, $d\theta/V$ sera le temps de trajet entre les stations et $\Delta dD/V$ l'erreur sur le temps, donc

$$\frac{\Delta t}{t} \leqslant \Delta\Psi'$$

$\Delta\Psi'$ étant l'erreur en radian sur la position de l'épicentre, une erreur de 1/2 degré nous donnera $\Delta\Psi' = 10^{-2}$ radian. $\Delta t/t$ est donc au plus de 1 %. Pour une différence de temps de 1 seconde correspondant à une distance entre les stations de 20 Km et à une vitesse de passage de 20 Km/s, le Δt dû à ce phénomène est de 1 centième de seconde, largement inférieur à l'erreur de lecture sur l'enregistrement.

La deuxième cause d'erreur possible est l'incertitude sur la profondeur focale du séisme. Nous donnons en appendice à ce chapitre un tableau déduit des tables de Jeffrey's-Bullen, donnant en fonction de la distance et de la profondeur focale, le temps mis par une onde P issue du séisme pour parcourir 100 Km. Si nous acceptons une erreur de 1/10 de seconde dans le temps de parcours entre deux stations distantes de 25 Km, nous voyons qu'il n'y a pratiquement pas de différence entre un séisme superficiel et un séisme profond de 700 Km, pour une distance de 30° ... La précision est d'autant meilleure que le séisme est plus lointain. Même si la profondeur focale est mal déterminée, on sait si le

séisme est normal ou profond, on voit donc la faible importance de cette cause d'erreur.

Pour résumer cette première partie, nous pouvons dire que les écarts que nous observons, au moins pour des séismes bien enregistrés (dont le début est un impetus dans les deux stations) ne peuvent pas être expliqués par les erreurs de lecture ni par l'indétermination de l'épicentre. Il existe donc une raison liée à la propagation même des ondes dans le sol. Faisons encore remarquer que nous n'avons pas parlé de l'heure origine du séisme, mais celle-ci s'élimine puisque nous ne travaillons que sur des différences de temps d'arrivée.

Cause des écarts

Puisque ces écarts sont produits par des différences dans la propagation de l'onde le long des deux trajets qu'elle suit pour arriver aux deux stations d'enregistrement, il nous faut déterminer l'endroit où ces différences se produisent et quel est le phénomène qui en est la cause. Nous allons d'abord montrer que cette différence s'introduit au voisinage des stations d'enregistrement.

Les deux rayons sismiques issus du foyer vont arriver à deux stations voisines, donc leur trajet va être très voisin pendant la majeure partie de leur parcours, mais on sait que les rayons sismiques ne sont que des commodités de calcul et que la seule réalité physique est constituée par les surfaces d'onde. La vitesse de propagation à considérer pour l'onde n'est pas celle du trajet géométrique réduit à une ligne, mais plutôt une moyenne de la vitesse dans un tube dont la largeur est de l'ordre de la longueur d'onde, autour de ce trajet. Tant que les rayons seront à une distance inférieure à la longueur d'onde, leur vitesse sera la même et il ne peut donc s'introduire d'écart. Les anomalies constatées dans la propagation ne peuvent donc s'introduire qu'au voisinage des stations, là où les distances entre les rayons deviennent supérieures à la longueur d'onde. Cette conclusion est encore renforcée par la considération des distances nécessaires pour produire des changements notables

dans la structure terrestre. Au voisinage de la surface, la distance entre les stations, et donc entre les rayons, est du même ordre de grandeur que la profondeur de la croûte terrestre, donc des modifications dans celle-ci vont se ressentir sur le temps de parcours de l'onde. Par contre, en profondeur, encore que la structure soit mal connue, on admet que la constitution terrestre est beaucoup plus homogène, donc les surfaces d'onde doivent être des surfaces assez régulières. Lorsqu'on étudie la propagation d'ondes radioélectriques à travers l'ionosphère, on s'aperçoit que la surface d'onde enregistrée à la surface de la terre, par exemple pour un sifflement, n'est pas plane mais présente des irrégularités sur des distances de l'ordre de la longueur d'onde. Une des origines en est la turbulence qui, dans l'ionosphère, donne des perturbations dont la taille est de l'ordre de grandeur de λ. Il n'y a pas de tels phénomènes dans la terre, comme le montre la régularité des propriétés élastiques terrestres mise en évidence par le fait que les tables de propagation existantes donnent une très bonne approximation du temps de parcours réel des ondes, à l'exception ; bien entendu, de zones frontière comme celle qui existe entre le manteau et le noyau par exemple. Une autre preuve a posteriori du fait que les anomalies de propagation des ondes se produisent bien au voisinage des stations de réception est que nous pourrons trouver de très bonnes concordances entre les structures que nous en déduirons et les données géologiques de ces stations.

Ayant ainsi montré que les écarts de temps ne peuvent prendre naissance qu'au voisinage des stations de réception, nous allons passer en revue les différentes causes possibles. L'origine ne peut être que dans la croûte ou dans le manteau supérieur et ces écarts ne peuvent pas être identiques le long des trajets suivis par les ondes qui aboutissent aux deux stations d'enregistrement.

On peut envisager deux types de changement, soit une variation de la vitesse des ondes dans le même milieu, soit une modification de la géométrie en-dessous des stations (variation d'épaisseur d'une couche par exemple). Bien entendu, les deux causes peuvent se

superposer. Nous allons faire une étude où nous ferons varier à chaque fois un seul de ces paramètres de façon à pouvoir nous rendre compte de leur influence respective.

Influence possible du manteau supérieur

Nous allons étudier d'abord l'influence possible du manteau supérieur.

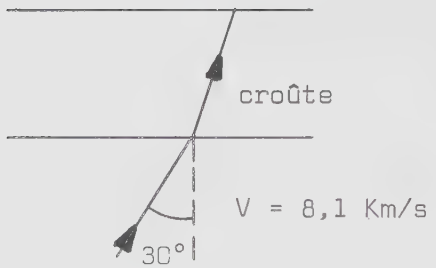
Supposons que la vitesse varie en-dessous de l'une des deux stations, ou, plus exactement, que le long d'un des trajets, la vitesse des ondes n'est pas la même que lorsqu'on suit l'autre trajet.

Nous voulons calculer l'écart dans ce cas. Celui-ci est égal à la différence de temps observée diminuée de la différence de temps qu'on observerait si le manteau supérieur était identique sous les deux stations. Il suffit donc pour calculer directement cet écart de trouver la différence en une seule des stations entre des temps de propagation calculés suivant les deux hypothèses de constitution du manteau que nous allons faire pour chaque station.

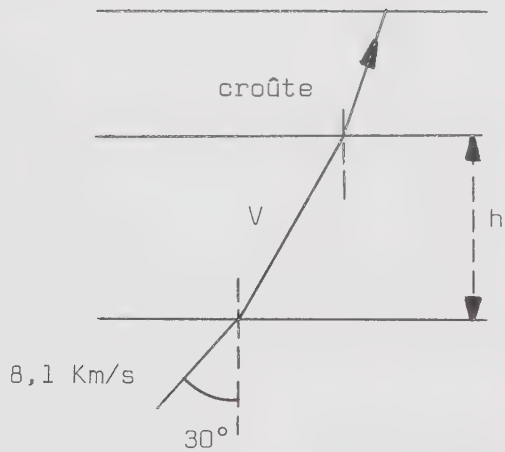
Dans tous les cas que nous allons considérer, nous prendrons l'exemple d'un séisme dont les ondes arrivent en faisant un angle de 30° avec la verticale, dans le manteau (en-dessous de la perturbation dont nous supposons l'existence sous l'une des stations) et produisant un écart de temps de 0,3 seconde - valeur couramment observée.

Les deux structures que nous allons supposer pour le manteau supérieur vont différer par la présence, dans l'une d'elles, d'une couche d'épaisseur h et dont la vitesse V n'aura pas la même valeur que dans le reste du manteau.(voir Schémas page suivante).

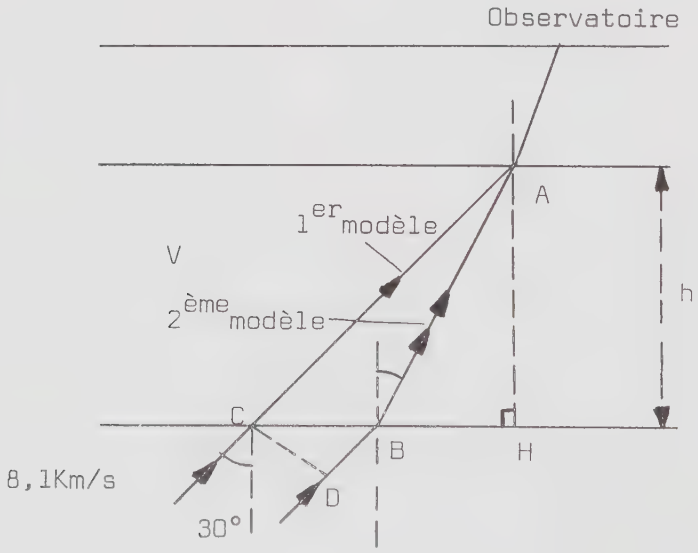
Nous allons chercher la relation entre h et V pour que le trajet soit plus long de 0,3 s dans la deuxième hypothèse que dans la première. Nous trouvons le résultat très simplement, en superposant les deux schémas.



1er Schéma



2ème Schéma



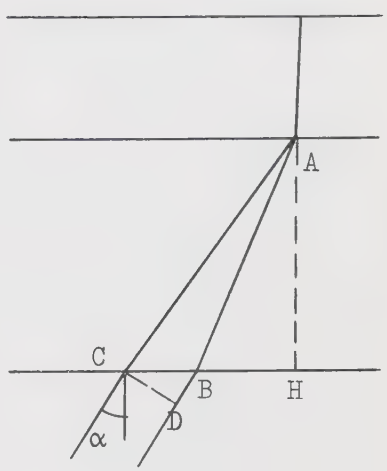
Nous avons évidemment :

$$\Delta t = \frac{DB}{8;1} + \frac{BA}{V} - \frac{AC}{8,1}$$

Pour généraliser un peu le calcul, posons 30° = α et 8,1 = V_1

Nous avons :

$$\frac{V}{V_1} = \frac{\sin i}{\sin \alpha} \quad \text{(loi de Descartes)}$$



$$\Delta t = \frac{DB}{V_1} + \frac{BA}{V} - \frac{AC}{V_1}$$

$$AC = \frac{h}{\cos \alpha}$$

$$DB = \sin \alpha \, (HC - HB) = h \sin \alpha (\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} i)$$

$$AB = \frac{h}{\cos i}$$

$$HC = h \operatorname{tg} \alpha$$

$$HB = h \operatorname{tg} i$$

En reportant dans la formule donnant Δt, il vient :

$$\Delta t = \frac{h}{V_1} \left\{ \sin \alpha \, (\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} i) + \frac{1}{\cos i} \, \frac{\sin \alpha}{\sin i} - \frac{1}{\cos \alpha} \right\}$$

Soit, après quelques simplifications :

$$\Delta t = \frac{h}{V_1} \, \frac{\sin \alpha \cos i - \sin i \cos \alpha}{\sin i} = \frac{h}{V_1} \, \frac{\sin (\alpha - i)}{\sin i}$$

Déterminer la vitesse V revient à déterminer la valeur de l'angle i défini par

$$\operatorname{tg} i = \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha + V_1 \, . \, \Delta t / h}$$

$V_1 \, . \, \Delta t \, / \, h$ est petit, nous pouvons donc faire un développement en série (limité au premier ordre) en posant $V = V_1 - dV$ et $i = \alpha - d\alpha$)

Comme, de plus, sin α / V est constant, il vient, tout calcul fait :

$$\frac{dV}{V_1} = \cos\alpha \quad V_1 \quad \frac{\Delta t}{h}$$

remplaçons cos α , V_1 et Δt par leur valeur ($\sqrt{3/2}$, 8 Km/s, 0,3 s); il vient :

$$\frac{dV}{V_1} \simeq \frac{2}{h}$$ h étant en Km.

Le produit $h(V_1-V)$ est constant dans cette approximation, or nous ne pouvons pas admettre des valeurs de h ou de V_1-V trop grandes : la valeur de h est limitée par le phénomène que nous avons discuté plus haut : l'anomalie du temps de propagation doit être créée au voisinage des stations de réception. Si celles-ci sont distantes de 20 Km, il est difficile d'admettre pour h une valeur très supérieure à 20 Km. Par contre, si nous prenons h petit, il faut que V_1-V soit grand. Ceci est aussi difficile à admettre. Rappelons bien qu'il s'agit ici de variations de vitesse dans le manteau supérieur, entre deux régions très voisines (la distance entre les stations est de l'ordre de 20 à 30 Km) et non pas de la variation de la vitesse des ondes dans deux régions très différentes du manteau supérieur.

En prenant h = 20 Km, il vient

$$\frac{V_1 - V}{V} = \frac{1}{10}$$

soit une variation de 10 % de la vitesse des ondes longitudinales dans le manteau supérieur sur une distance de l'ordre de 20 Km : une telle variation est énorme et quasiment impossible (au lieu de 8,1, la vitesse serait de 7,3 Km/s !!). Si on admet une variation de 1 %, il faut alors h = 200 Km, ce qui est aussi aberrant.

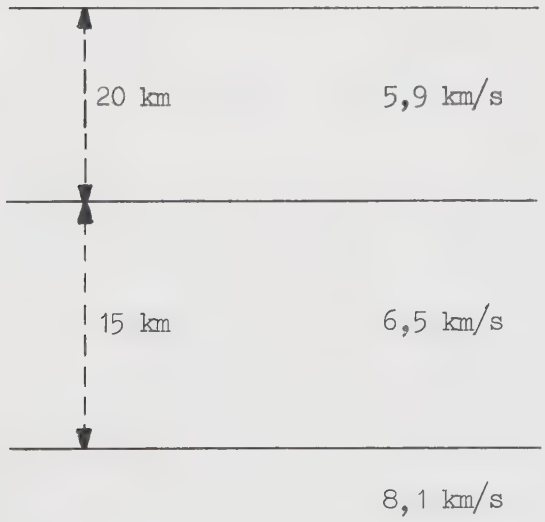
Influence possible d'une variation de vitesse dans la croûte terrestre

La possibilité d'une variation des propriétés physiques du manteau supérieur qui puisse entraîner des écarts de temps de propagation de l'ordre de 0,3 étant exclue par ce qui précède, nous devons

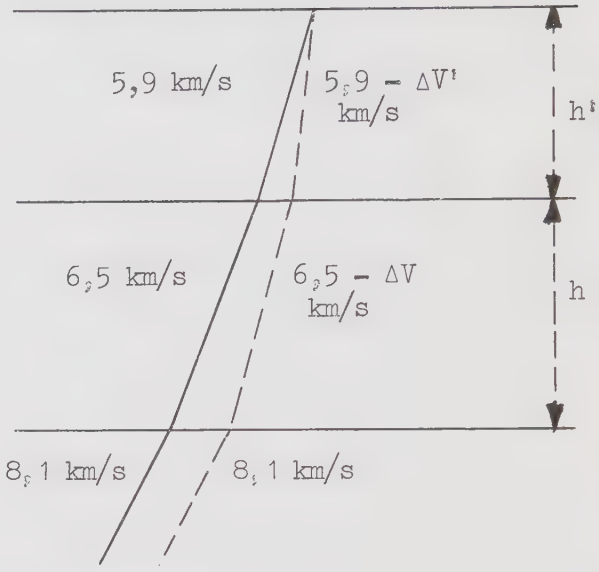
donc en chercher la cause dans la croûte. Deux causes possibles viennent immédiatement à l'esprit, soit une variation de la vitesse dans une croûte restant géométriquement semblable à elle-même en-dessous des deux points d'enregistrement, soit une variation de l'épaisseur de cette croûte. Etudions d'abord le premier cas.

Pour cela, nous allons d'abord choisir un modèle de croûte dont nous ferons varier les vitesses. Nous allons supposer que la croûte ne contient pas de sédiment. Ceci sera réalisé si les observatoires que nous utilisons sont placés directement sur le socle, ou si nos connaissances géologiques sont suffisantes pour pouvoir faire une correction de sédiment.

S'il n'y avait qu'une seule couche dans la croûte terrestre, il suffirait d'utiliser l'expression établie au paragraphe précédent, mais la plupart des modèles de croûte terrestre comportent au moins deux couches. Nous prendrons par exemple le modèle suivant :



Nous allons faire varier les vitesses en laissant les épaisseurs constantes :



On voit facilement qu'au premier ordre :

$$t = \frac{dV'\ h'}{(5,9)^2 \cos i'} + \frac{dV\ h}{(6,5)^2 \cos i}$$

Cette formule s'obtient en appliquant deux fois la formule trouvée dans la cas précédent à chacune des couches ; en l'appliquant à la couche supérieure, nous avons négligé le changement de la couche inférieure. Nous avons deux inconnues dV et dV', nous allons admettre que les variations relatives sont les mêmes (dV/6,5 = dV'/5,9). Il vient alors :

$$dV / V = 0,0485$$

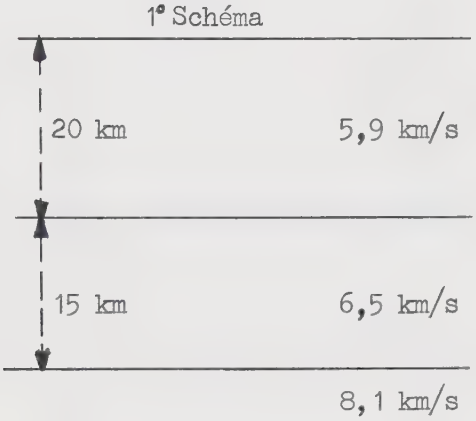
(nous avons utilisé cos i = 0,916 et cos i' = 0,931, calculés en appliquant sin i =(V / 8,1) 0,5). Soit, en gros, une variation de 5 %.

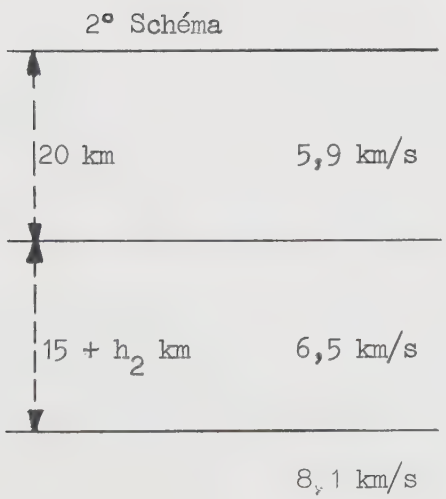
Cette variation relative de la vitesse est un peu moins grande que dans la cas précédent (c'était évident a priori : l'épaisseur sur laquelle s'exerce le phénomène est double de celle du cas précédent) et a fortiori la variation en valeur absolue est encore plus petite puisque portant sur des vitesses plus faibles. Cette variation n'en est pas moins énorme, environ 0,3 Km/s de variation sur l'ensemble de la croûte terrestre en des points situés à des distances horizontales de l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la croûte.

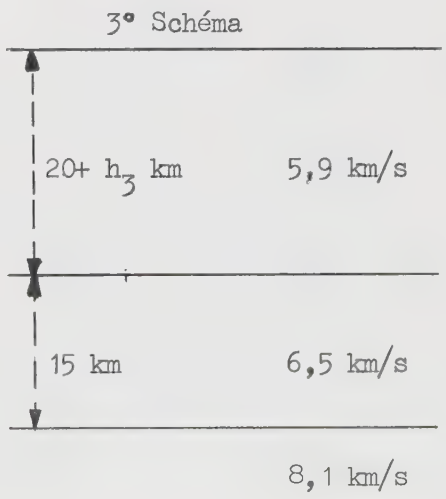
Influence de l'épaisseur de la croûte

Les estimations précédentes montrent que les variations de vitesse doivent être considérables pour expliquer des changements notables du temps de propagation. La façon la plus aisée d'obtenir de telles variations est de changer la géométrie de la croûte terrestre, les variations que nous pouvons obtenir sur le temps de propagation sont plus grandes et nous devons pouvoir expliquer ainsi nos écarts.

Pour mettre en évidence les ordres de grandeur des changements d'épaisseur nécessaires de la croûte, nous allons prendre un schéma moyen de croûte que nous allons modifier de façon à produire un écart de 0,3 s.







Pour calculer l'influence des variations d'épaisseur, nous utilisons encore la même formule

$$t = \frac{h}{V_1} \quad \frac{\sin(\alpha - i)}{\sin i}$$

dans laquelle $\Delta t = 0,3$ s $\quad V_1 = 8,1$ Km/s $\quad \alpha = 30°$

1) i_2 est donné par

$$\sin i_2 = \frac{6,5}{8,1} \cdot 0,5 = 0,4 \quad h_2 = 8,7 \text{ Km}$$

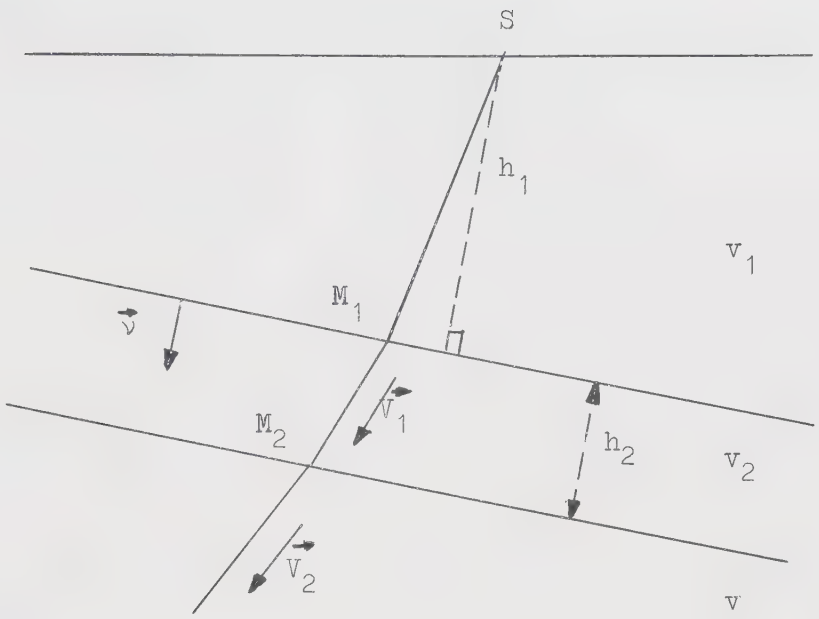
2) i_3 est donné par

$$\sin i_3 = \frac{5,9}{8,1} \cdot 0,5 = 0,364 \quad h_3 = 5,9 \text{ Km}$$

Ces différences d'épaisseur de la croûte terrestre semblent assez considérables sur des distances de l'ordre de 20 à 30 Km. Toutefois, une pente moyenne un peu inférieure à 20° pour la discontinuité de Mohorovicic nous paraît plus admissible qu'une variation de 10 % de la vitesse sur une largeur de 20 à 30 Km, surtout si nous considérons la position de nos stations. Celles que nous avons en France correspondant le mieux aux hypothèses faites ici (absence de sédiment) se trouvent sur des montagnes ancienes (extrémité Est du Massif Armoricain et Morvan) et dans les deux cas cités,au bord de ces montagnes. La présence de racines sous les montagnes peut très bien donner lieu à de telles pentes.

D'autre part, nous avons supposé que les discontinuités étaient horizontales en-dessous de chacune des stations. L'importance des pentes obtenues exclut cette hypothèse et nous devons faire un calcul plus précis. Nous allons refaire celui-ci en supposant que seule la couche "granitique" change d'épaisseur, le bas de la couche "basaltique" reste parallèle au bas de la couche "granitique".

Le schéma de la page suivante précise nos notations, $\vec{V}_1$ et $\vec{V}_2$ sont des vecteurs unitaires portés par l'onde, $\vec{\nu}$ le vecteur unitaire normal à la discontinuité, v_1, v_2 et v les vitesses de propagation. Nous poserons $\quad n_1 = v_2 / v_1 \qquad n_2 = v / v_2$.



Un calcul que nous développons en appendice de ce chapitre nous donne :

$$\overrightarrow{SM}_1 = h_1\vec{\nu} + \frac{h_1}{\sqrt{n_1^2\, n_2^2 - 1 + (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})^2}} \left[\vec{V}_2 - (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})\, \vec{\nu} \right]$$

$$\overrightarrow{M_1M_2} = h_2\vec{\nu} + \frac{h_2}{\sqrt{n_2^2 - 1 + (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})^2}} \left[\vec{V}_2 - (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})\, \vec{\nu} \right]$$

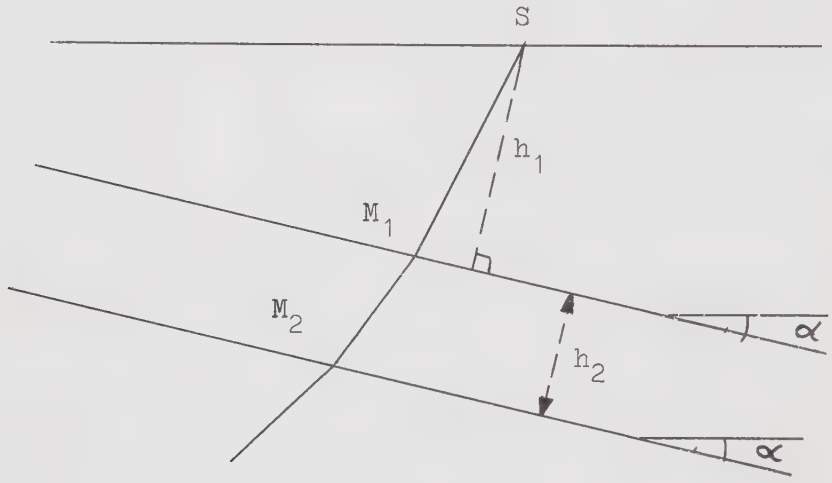
Le temps t, différence des temps de propagation entre l'onde qui est passée à travers la croûte et une onde qui serait arrivée au sismographe S en restant dans un milieu de vitesse v est donné par

$$t = \frac{SM_1}{v_1} + \frac{M_1M_2}{v_2} - \frac{\overrightarrow{SM}_1 \cdot \vec{V}_2 + \overrightarrow{M_1M_2} \cdot \vec{V}_2}{v}$$

Soit :

$$t = \frac{h_2}{v} \left[\sqrt{n_2^2 - 1 + (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})^2} - \vec{V}_2 \cdot \vec{\nu} \right] + \frac{h_1}{v} \left[\sqrt{n_1^2 \cdot n_2^2 - 1 + (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu})^2} - (\vec{V}_2 \cdot \vec{\nu}) \right]$$

Ces formules se simplifient si nous faisons l'hypothèse supplémentaire suivante : la ligne de plus grande pente des discontinuités se trouve dans le plan d'incidence



$$\overrightarrow{SM}_1 = h_1 \vec{\nu} + \frac{h_1}{\sqrt{n_1^2\, n_2^2 - \sin^2(i-\alpha)}} \left[\vec{V}_2 - \cos(i-\alpha)\, \vec{\nu} \right]$$

$$\overrightarrow{M_1M_2} = h_2 \vec{\nu} + \frac{h_2}{\sqrt{n_2^2 - \sin^2(i-\alpha)} - \cos(i-\alpha)} \left[\vec{V}_2 - \cos(i-\alpha)\, \vec{\nu} \right]$$

$$t = \frac{h_2}{v} \left[\sqrt{n_2^2 - \sin^2(i-\alpha)} - \cos(i-\alpha) \right] + \frac{h_1}{v} \left[\sqrt{n_1^2\, n_2^2 - \sin^2(i-\alpha)} - \cos(i-\alpha \right.$$

Les composantes de $\vec{V}_2$ et $\vec{\nu}$ sont

composante verticale $\quad \vec{V}_2 \begin{cases} 0{,}86603 \\ 0{,}5 \end{cases} \qquad \vec{\nu} \begin{cases} \cos\alpha \\ \sin\alpha \end{cases}$ composante verticale

Nous allons calculer les positions des points M_1 et M_2 pour les valeurs de 20°, 10°, 0°, - 10° et - 20°, pour deux temps t différents

de 0,3 seconde en prenant les mêmes valeurs des paramètres que précédemment (V_1 = 5,9 Km/s, V_2 = 6,5 Km/s, v = 8,1 Km/s, h_2 = 15 Km).

α	Composante verticale de SM_2	Composante horizontale de SM_2	t
20	13,3734 + h_1 0,89608	7,10445 + h_1 0,46184	0,46144 + h_1 0,046549
10	14,0288 + h_1 0,94014	6,82095 + h_1 0,42698	0,47890 + h_1 0,0481358
0	15 + h_1	6,5707 + h_1 0,391056	0,51002 + h_1 0,0509333
-10	16,3406 + h_1 1,07682	6,2897 + h_1 0,34818	0,5584 + h_1 0,055193
-20	18,0938 + h_1 1,16966	5,855 + h_1 0,28981	0,62981 + h_1 0,061298

Déterminons d'abord t tel que,pour α= 0, h_1 vale 20 Km, nous trouvons t = 1,52869. A l'aide de cette valeur t, nous calculons alors les composantes verticale et horizontale des vecteurs SM_1 et SM_2 en fonction de α

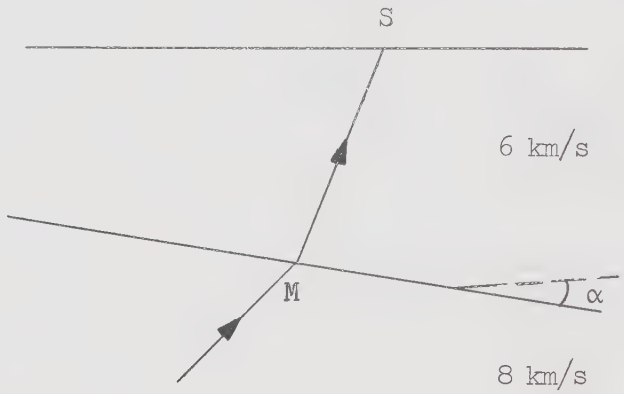
	α	20	10	0	-10	-20
Station n°1	$(SM_1)_V$	20,54	20,50	20,00	18,43	17,15
	$(SM_2)_V$	33,92	34,53	35,00	34,77	35,25
	$(SM_1)_H$	10,59	9,31	7,82	6,12	4,25
	$(SM_2)_H$	17,69	16,13	14,39	12,41	10,11

Nous allons effectuer le même calcul, mais en prenant un t différent de 0,3 s du précédent t = 1,22869

	α	20	10	0	-10	-20
Station n°2	$(SM_1)_V$	14,77	14,64	14,11	13,08	11,43
	$(SM_2)_V$	28,14	28,67	29,11	29,42	29,52
	$(SM_1)_H$	7,61	6,65	5,52	4,23	2,33
	$(SM_2)_H$	14,72	13,47	12,08	10,52	8,69

Nous avons représenté sur la Figure 1 les différents trajets possibles aboutissant à deux stations distantes de 20 Km.

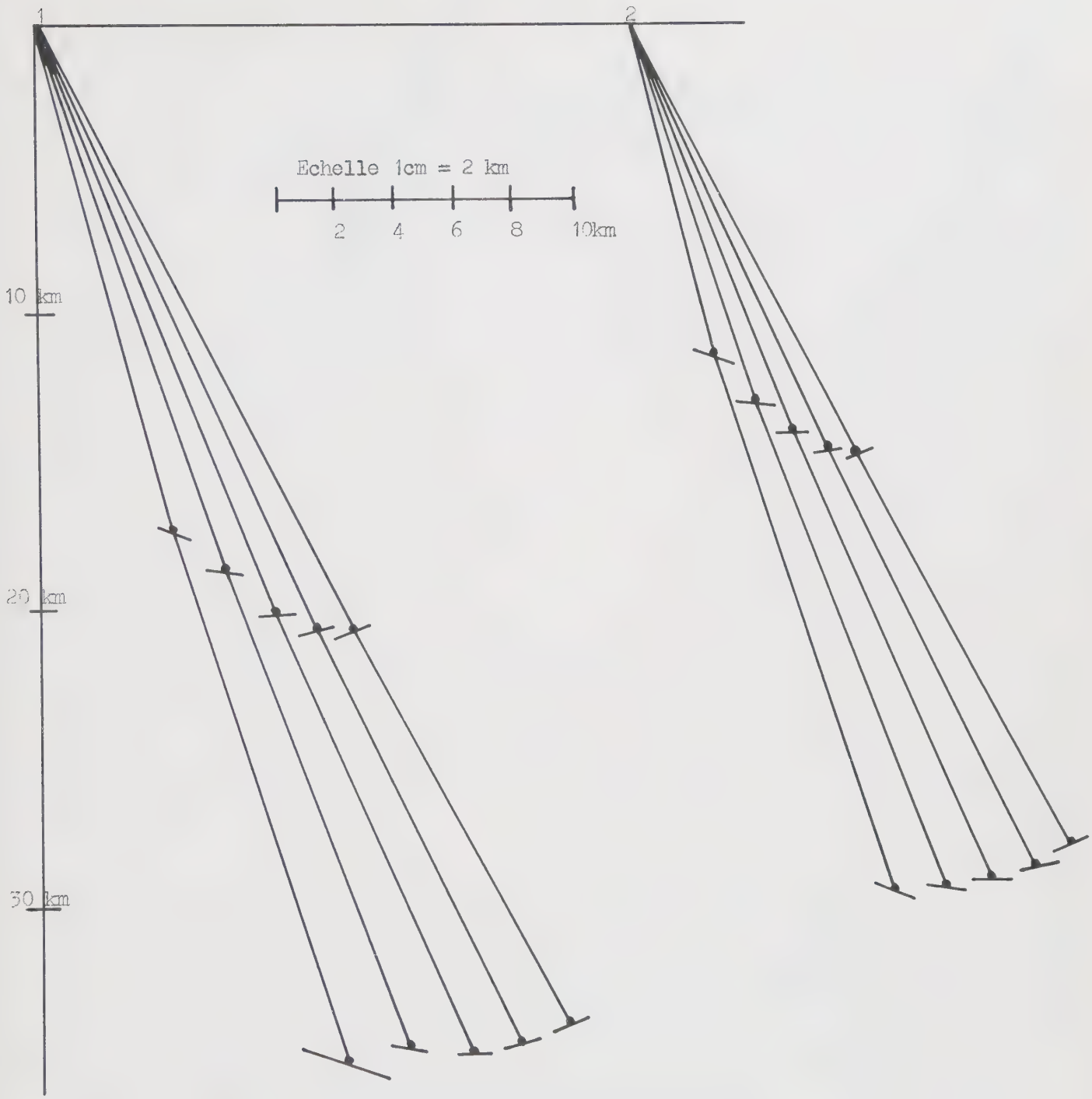
Pour voir l'influence de la structure supposée de la croûte, nous avons fait un calcul analogue au précédent, mais en prenant un autre schéma de structure. Celle que nous utilisons ici est la plus simple possible puisque nous supposons que la croûte est homogène, de vitesse 6 Km/s, et surmonte un manteau supérieur de vitesse 8 Km/s.



Tous calculs faits, il vient :

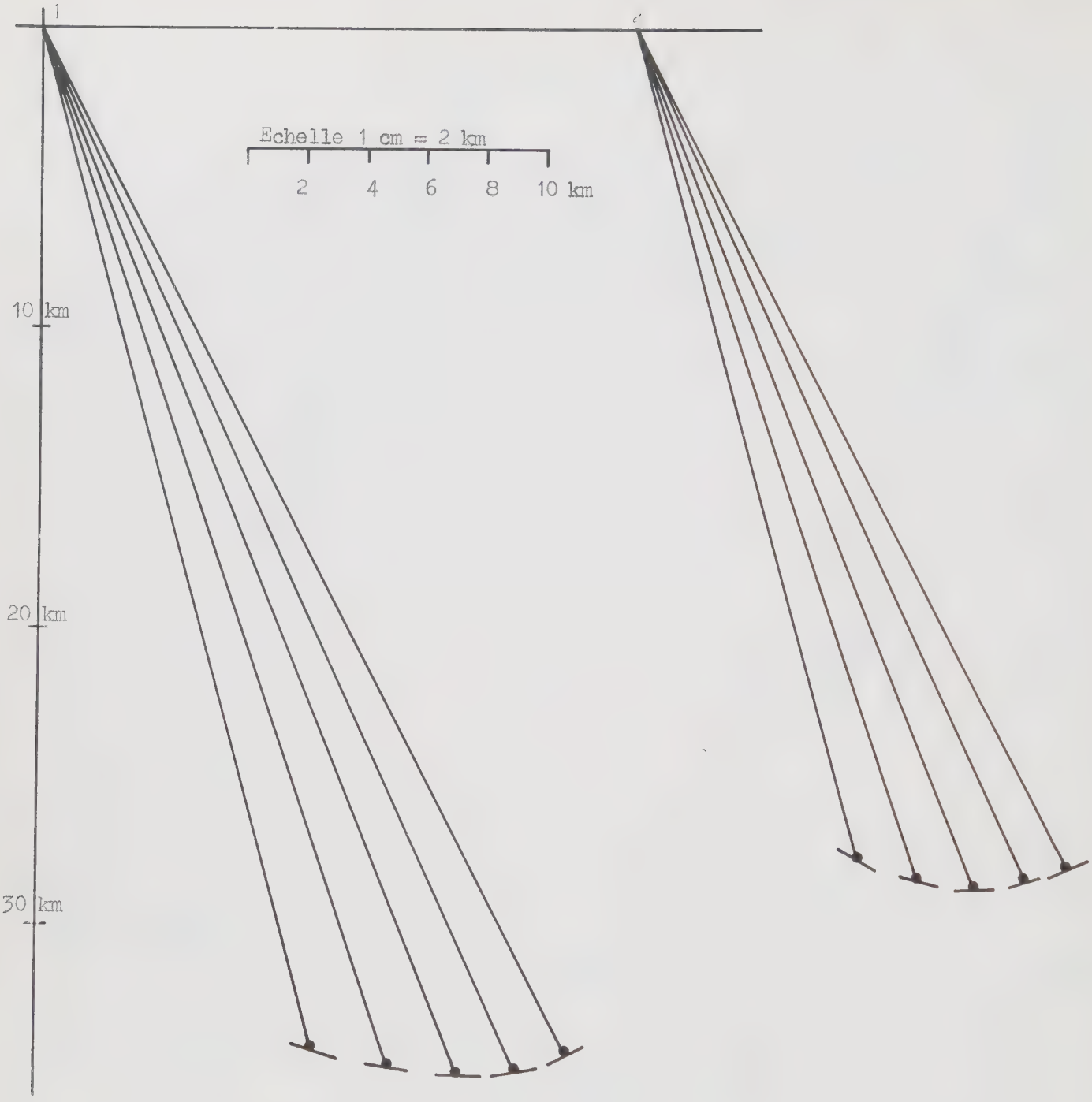
	α	20	10	0	-10	-20
Station n°1	SMV	34,37	34,83	35,00	34,79	34,06
	SMH	17,88	16,14	14,16	11,86	9,17
Station n° 2	SMV	28,00	28,37	28,51	28,34	27,75
	SMH	I4,56	13,15	11,53	9,66	7,47

Nous voyons que les résultats sont très comparables (il faut, bien entendu, comparer les $(SM_2)_V$ et $(SM_2)_H$ du premier calcul aux SMV et SMH du second), ce qui nous permettra de faire les calculs sans trop nous soucier de la structure de la croûte à l'endroit où nous faisons les observations. Bien entendu, nous utiliserons quand même les valeurs les plus exactes que nous connaissons.



Trajet des ondes arrivant dans deux
stations avec une différence de temps de 0,3 sec.
(modèle de croûte à deux couches)

(FIGURE n°1)



Trajet des ondes arrivant dans deux
stations avec une différence de temps de 0,3 sec.
(modèle de croûte à une couche)

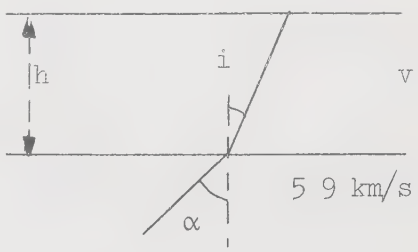
(FIGURE n°2)

L'introduction d'un pendage change assez peu la profondeur de la discontinuité, mais beaucoup plus la position horizontale du point de réfraction.

Avant de passer en revue les résultats que nous venons d'établir et les conséquences que l'on peut en tirer sur la connaissance de la croûte, nous devons encore évaluer l'influence d'une couche sédimentaire à la surface. Nous remplacerons pour cela une partie de la couche granitique par une zone sédimentaire et nous évaluerons son influence sur le temps de propagation.

Encore une fois nous appliquons :

$$\Delta t = \frac{h}{5,9} \frac{\sin(\alpha - i)}{\sin i}$$



En admettant, dans le même modèle que l'onde incidente fait toujours un angle de 30° avec la verticale, et en prenant une vitesse de 3,5 Km/s dans le sédiment, on trouve :

$$t = 0,12112 \; h$$

Si nous admettons une précision sur la mesure du temps de 1/20 de seconde, nous voyons que l'épaisseur correspondante de sédiment est de 413 m. Cette épaisseur est relativement importante et peut être mise en évidence par la géologie de surface. Les stations que nous utilisons en France sont, soit directement sur le socle, soit au moins sur des sédiments aussi consolidés que possible et l'effet précédent est encore plus faible que celui qui résulte de cette évaluation.

En résumé, on peut donc retenir que :

L'expérience montre qu'entre deux sismographes installés à une dizaine ou une vingtaine de kilomètres l'un de l'autre, la vitesse apparente

d'une onde sismique varie suivant l'azimut de l'onde autour d'une valeur moyenne voisine de la valeur donnée par les tables.

Ce retard d'une station par rapport à l'autre ne peut être expliqué ni par les incertitudes de localisation de l'épicentre, ni par la propagation dans la terre sauf au voisinage immédiat des stations sismiques.

Dans ce voisinage immédiat, ce retard est dû à une variation des conditions physiques entre les deux trajets suivis par l'onde pour arriver aux deux sismographes. La cause principale de ce retard est l'épaisseur totale de la croûte terrestre.

En ayant un ensemble de stations proches les unes des autres, par exemple un triangle, il est donc possible, en étudiant la répartition en azimut des écarts de temps produits par les séismes enregistrés, d'obtenir une carte de l'épaisseur de la discontinuité de Mohorovicic. Cette "Mohographie" sera évidemment limitée par la précision des mesures de temps et par l'incertitude sur la structure réelle de la croûte. Toutefois, il est possible de connaître les variations d'épaisseur de la croûte (sinon l'épaisseur elle-même) d'une façon suffisamment précise pour expliquer non seulement les écarts de temps, mais aussi, de façon qualitative, l'amplitude des signaux reçus, au moins dans certains cas.

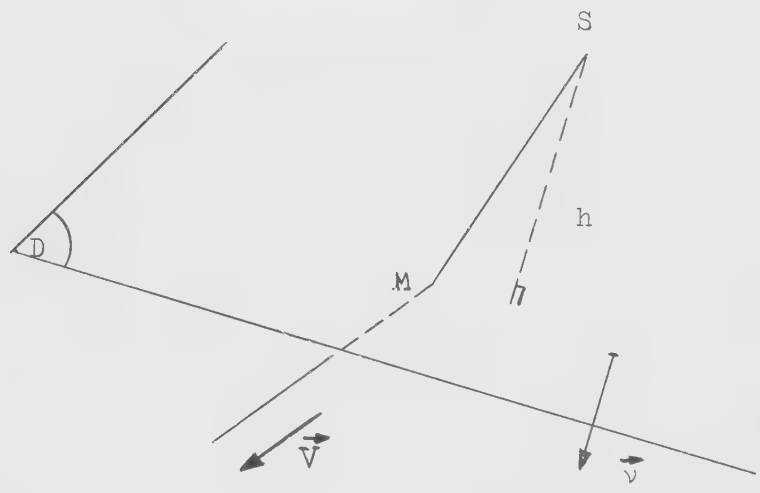
La structure mohographique n'est pas entièrement déterminée par les mesures que nous pouvons faire. En effet, par station, nous ne mesurons qu'un seul paramètre, l'écart précédent, mais nous devons en calculer trois, la profondeur, l'inclinaison et la pente de Moho. Il faut donc rechercher une surface de Moho qui soit la plus acceptable et qui explique les mesures faites. La notion d' "acceptable" est évidemment délicate à définir pour Moho, nous entendons par là que la discontinuité doit avoir le moins d'irrégularités possible.

Dans la suite de ce travail, nous allons présenter diverses applications des principes que nous venons d'exposer. Les différents points de la "Mohographie" s'expliquent alors d'eux-mêmes.

Appendice I

Réfraction d'une onde sismique par une discontinuité plane mais non horizontale.-

Nous voulons établir ici la formule que nous avons utilisée pour calculer la réfraction d'une onde sismique par des discontinuités inclinées.



Soit une discontinuité plane D, $\vec{\nu}$ un vecteur unitaire normal à D s'enfonçant vers le centre de la terre. Une onde se réfracte en M avant d'arriver au sismographe S qui se trouve à la distance h de D.

Soit $\vec{V}$ un vecteur unitaire porté par l'onde incidente (en-dessous de M) mais se dirigeant vers l'épicentre (sa direction horizontale est l'azimut de l'épicentre vu de la station S). Soit n le rapport des vitesses sismiques en-dessus et en-dessous de D. Nous allons déterminer le vecteur $\overrightarrow{SM}$.

La première loi de Descartes nous dit que les vecteurs $\overrightarrow{SM}$, $\vec{V}$ et $\vec{\nu}$ sont coplanaires, nous pouvons donc écrire :

$$\overrightarrow{SM} = a\,\vec{\nu} + b\,(\vec{V} - (\vec{V} \cdot \vec{\nu})\,\vec{\nu})$$

Le point M se trouvant sur D, nous devons avoir $\overrightarrow{SM} \cdot \vec{\nu} = h$

ce qui nous détermine $a = h$

La deuxième loi de Descartes sin i = n sin r , s'écrit

$$n \frac{|\overrightarrow{SM} \cdot \vec{\nu}|}{SM} = |\vec{V} \cdot \vec{\nu}|$$

ce qui nous permet d'obtenir en reportant

$$SM = \sqrt{h^2 + b^2 \{1 - (\vec{\nu} \cdot V)^2\}}$$

la valeur de b :

$$b = \pm \frac{h}{\sqrt{n^2 - 1 + (\vec{V} \cdot \vec{\nu})^2}}$$

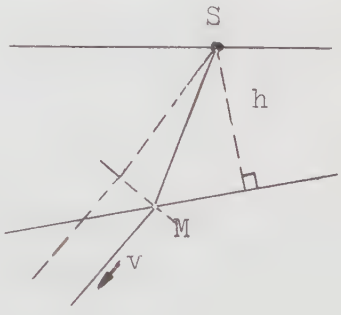
Avec les conventions de signes que nous avons choisies, nous vérifions aisément que nous devons choisir le signe +, soit :

$$\overrightarrow{SM} = h \vec{\nu} + \frac{h}{\sqrt{n^2 - 1 + (\vec{\nu} \cdot \vec{V})^2}} \left[\vec{V} - (\vec{V} \cdot \vec{\nu}) \vec{\nu}\right]$$

et $$SM = \frac{h\, n}{\sqrt{n^2 - 1 + (\vec{V} \cdot \vec{\nu})^2}}$$

Nous pouvons aussi calculer la différence de temps d'arrivée entre l'onde réelle et une onde qui aurait été réfractée par une discontinuité horizontale avant d'arriver en S. Pour simplifier cette expression, nous allons chercher la différence de temps entre l'onde réelle et une onde qui serait arrivée en S en étant restée dans la milieu inférieur, de vitesse v_m

$$t = n \frac{SM}{v_m} - \frac{\overrightarrow{SM} \cdot \vec{V}}{v_m}$$



Nous obtenons sans difficulté :

$$t = \frac{h}{v_m} \left[\sqrt{n^2 - 1 + (\vec{V} \cdot \vec{\nu})^2} - \vec{V} \cdot \vec{\nu}\right]$$

Ce sont les expressions que nous avons utilisées plus haut. Le fait d'avoir fait intervenir deux couches dans la croûte terrestre ne change en rien nos expressions, au moins dans le cas que nous avons considéré, celui de deux discontinuités parallèles.

Appendice II

Le tableau I donne en fonction de la distance le temps mis par une onde sismique issue d'un séisme superficiel pour parcourir 1° et 1 Km, ainsi que sa vitesse apparente en Km/s. Ces données ont été calculées à partir des tables de Jeffrey's-Bullen et de Romney.

Le Tableau II donne le temps mis par l'onde pour parcourir 100 Km en fonction de la distance et de la profondeur du séisme, d'après les tables de Jeffrey's-Bullen.

TABLEAU I

		Jeffrey's - Bullen			Romney		
Δ °	Km	temps pour parcourir 1 degré	Vitesse en Km/s	temps pour parcourir 1 Km	temps pour parcourir 1 degré	Vitesse en Km/s	temps pour parcourir 1 Km
10	1.111,35	13,8	8,05	0,1242	13,71	8,11	0,1234
11	1.222,5	13,6	8,17	0,1224	13,72	8,10	0,1236
12	1.333,6	13,5	8,23	0,1215	13,47	8,25	0,1212
13	1.444,7	13,3	8,36	0,1197	13,72	8,10	0,1235
14	1.555,9	13,2	8,42	0,1188	13,97	7,96	0,1257
15	1.667,0	13,0	8,55	0,1170	13,72	8,10	0,1235
16	1.778,2	12,9	8,62	0,1161	13,72	8,10	0,1235
17	1.889,3	12,6	8,82	0,1134	13,38	8,31	0,1204
18	2.000,4	12,4	8,96	0,1116	12,68	8,76	0,1141
19	2.111,6	11,8	9,42	0,1062	12,04	9,23	0,1083
20	2.222,7	11,0	10,10	0,0990	11,50	9,66	0,1035
21	2.333,8	10,2	10,90	0,0918	11,00	10,10	0,0990
22	2.445,0	10,1	11,00	0,0909	10,56	10,52	0,0950
23	2.556,1	9,8	11,34	0,0882	10,18	10,92	0,0916
24	2.667,2	9,8	11,34	0,0882	9,84	11,29	0,0885
25	2.778,4	9,5	11,70	0,0855	9,51	11,69	0,0856
26	2.889,5	9,3	11,95	0,0837	9,53	11,91	0,0840
27	3.000,6	9,2	12,08	0,0828	9,14	12,16	0,0822
28	3.111,8	9,0	12,35	0,0812	9,00	12,35	0,0810
29	3.222,9	9,0	12,35	0,0810	8,89	12,50	0,0800
30	3.334,0	8,9	12,49	0,0801	8,82	12,60	0,0794

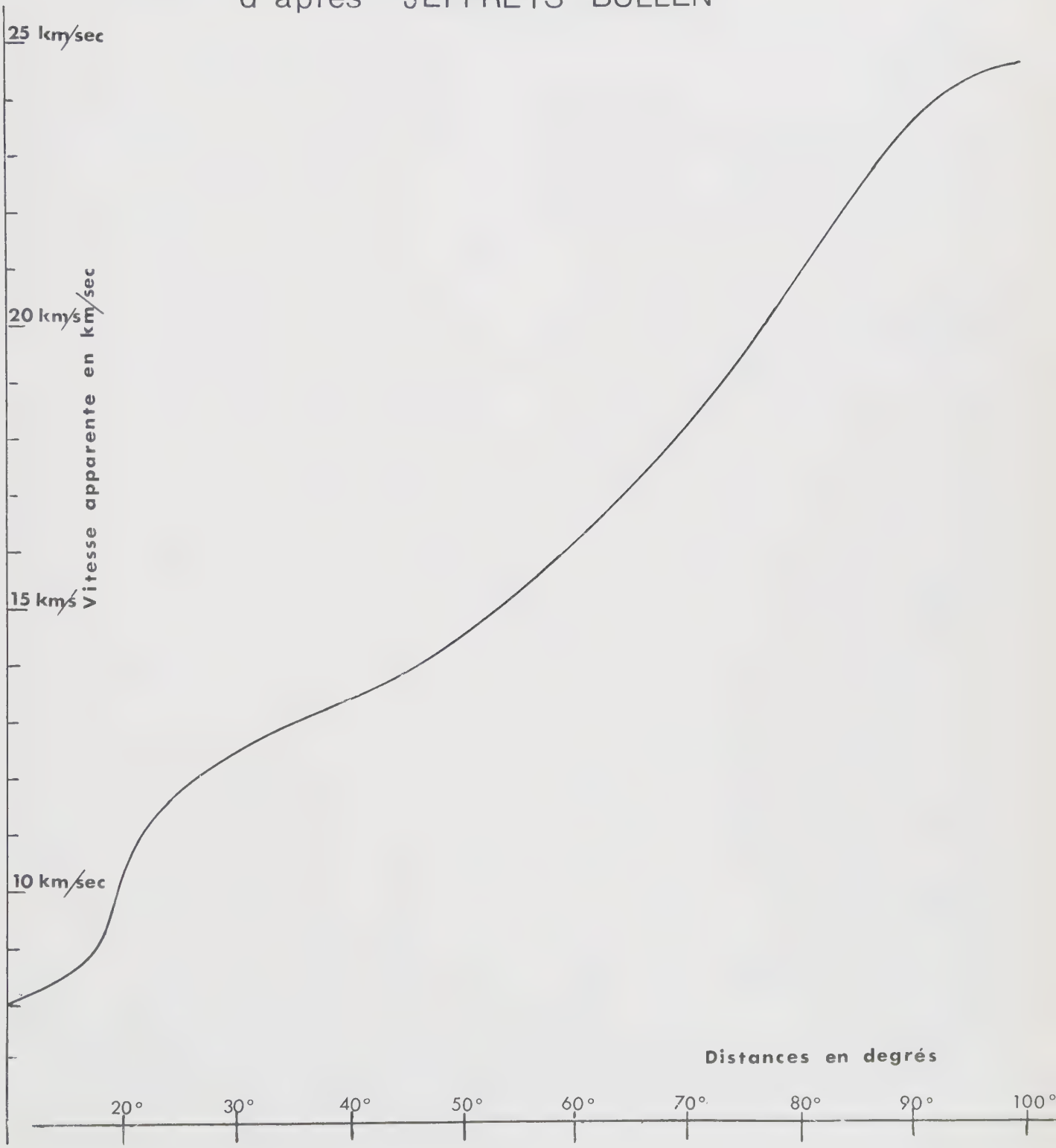
31	3.445,2	8,8	12,63	0,0792	8,75	12,70	0,0787
32	3.556,3	8,8	12,63	0,0792	8,68	12,80	0,0781
33	3.667,4	8,7	12,77	0,0783	8,64	12,86	0,0777
34	3.778,6	8,6	12,92	0,0774	8,58	12,95	0,0772
35	3.889,7	8,6	12,92	0,0774	8,53	13,03	0,0768
36	4.000,9	8,4	13,23	0,0756	8,47	13,12	0,0762
37	4.112,0	8,4	13,23	0,0756	8,38	13,26	0,0754
38	4.223,1	8,4	13,23	0,0756	8,26	13,45	0,0744
39	4.334,2	8,4	13,23	0,0756	8,12	13,69	0,0731
40	4.445,4	8,2	13,55	0,0738	8,01	13,87	0,0721
41	4.556,5	8,2	13,55	0,0738	7,94	14,00	0,0714
42	4.667,7	8,2	13,55	0,0738	7,89	14,09	0,0710
43	4.778,8	8,2	13,55	0,0738	7,87	14,12	0,0708
44	4.889,9	8,1	13,72	0,0729	7,85	14,16	0,0706
45	5.001,1	8,1	13,72	0,0729	7,83	14,19	0,0705
46	5.112,2	7,9	14,07	0,0711	7,79	14,27	0,0701
47	5.223,3	7,8	14,25	0,0702	7,73	14,38	0,0696
48	5.334,5	7,8	14,25	0,0702	7,66	14,51	0,0689
49	5.445,6	7,8	14,25	0,0702	7,59	14,64	0,0683
50	5.556,7	7,6	14,62	0,0684	7,51	14,80	0,0676
51	5.667,9	7,6	14,62	0,0684	7,45	14,92	0,0670
52	5.779,0	7,6	14,62	0,0684	7,39	15,04	0,0665
53	5.890,1	7,4	15,02	0,0666	7,33	15,16	0,0660
54	6.001,3	7,4	15,02	0,0666	7,27	15,29	0,0654
55	6.112,4	7,2	15,44	0,0648	7,22	15,39	0,0650
56	6.223,6	7,2	15,44	0,0648	7,19	15,46	0,0647
57	6.334,7	7,1	15,65	0,0639	7,16	15,52	0,0644
58	6.445,8	7,1	15,65	0,0639	7,13	15,59	0,0641
59	6.557,0	6,9	16,11	0,0621	7,10	15,65	0,0639
60	6.668,1	6,9	16,11	0,0621	7,06	15,74	0,0635

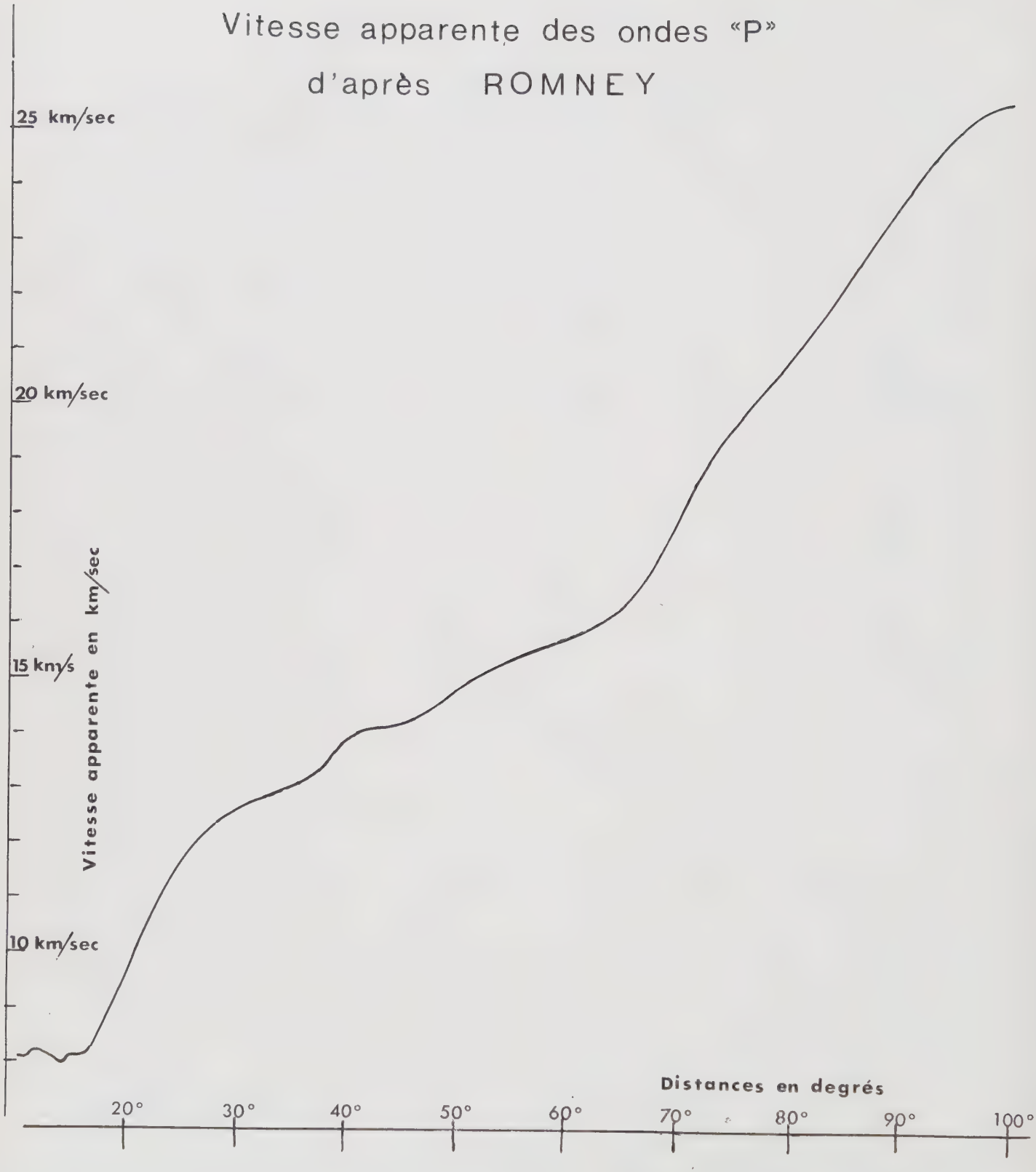
61	6,779,2	6,8	16,34	0,0612	7,02	15,83	0,0632
62	6.890,4	6,8	16,34	0,0612	6,98	15,92	0,0628
63	7.001,5	6,6	16,84	0,0594	6,93	16,04	0,0624
64	7.112,6	6,6	16,84	0,0594	6,87	16,18	0,0618
65	7.223,8	6,4	17,36	0,0576	6,81	16,32	0,0613
66	7.334,9	6,4	17,36	0,0576	6,73	16,51	0,0606
67	7.446,0	6,4	17,36	0,0576	6,63	16,76	0,0597
68	7.557,2	6,2	17,92	0,0558	6,50	17,10	0,0585
69	7.668,3	6,2	17,92	0,0558	6,36	17,47	0,0572
70	7.779,5	6,1	18,22	0,0549	6,22	17,87	0,0560
71	7.890,6	6,1	18,22	0,0549	6,09	18,25	0,0548
72	8.001,7	5,9	18,84	0,0531	5,95	18,68	0,0535
73	8.112,8	5,9	18,84	0,0531	5,83	19,06	0,0525
74	8.224,0	5,8	19,16	0,0522	5,75	19,33	0,0517
75	8.335,1	5,7	19,50	0,0513	5,67	19,60	0,0510
76	8.446,3	5,7	19,50	0,0513	5,60	19,85	0,0504
77	8.557,4	5,6	19,85	0,0504	5,53	20,10	0,0498
78	8.668,5	5,5	20,21	0,0495	5,47	20,32	0,0492
79	8.779,7	5,4	20,58	0,0486	5,41	20,54	0,0487
80	8.890,8	5,4	20,58	0,0486	5,35	20,77	0,0481
81	9.001,9	5,2	21,37	0,0468	5,28	21,05	0,0475
82	9.113,1	5,2	21,37	0,0468	5,22	21,29	0,0470
83	9.224,2	5,2	21,37	0,0468	5,15	21,58	0,0463
84	9.335,3	5,0	22,23	0,0450	5,08	21,88	0,0457
85	9.446,5	5,0	22,23	0,0450	5,01	22,18	0,0451
86	9.557,6	5,0	22,23	0,0450	4,94	22,50	0,0445
87	9.668,7	4,8	23,15	0,0432	4,88	22,77	0,0439
88	9.779,9	4,8	23,15	0,0432	4,82	23,06	0,0434
89	9.891,0	4,8	23,15	0,0432	4,75	23,40	0,0427
90	10.002,1	4,6	24,16	0,0414	4,69	23,70	0,0422

91	10.113,3	4,6	24,16	0,0414	4,64	23,95	0,0418
92	10.224,4	4,6	24,16	0,0414	4,60	24,16	0,0414
93	10.335,5	4,6	24,16	0,0414	4,55	24,43	0,0409
94	10.446,7	4,6	24,16	0,0414	4,50	24,70	0,0405
95	10.557,8	4,6	24,16	0,0414	4,46	24,92	0,0401
96	10.669,0	4,6	24,16	0,0414	4,43	25,09	0,0399
97	10.780,1	4,5	24,70	0,0405	4,40	25,26	0,0396
98	10.891,2	4,5	24,70	0,0405	4,38	25,37	0,0394
99	11.002,3	4,5	24,70	0,0405	4,37	25,43	0,0393
100	11.113,5	4,5	24,70	0,0405	4,37	25,43	0,0393

Vitesse apparente des ondes "P"

d'après JEFFREYS - BULLEN




Vitesse apparente des ondes «P»
d'après ROMNEY
25 km/sec
20 km/sec
15 km/s
10 km/sec
Vitesse apparente en km/sec
Distances en degrés
20°
30°
40°
50°
60°
70°
80°
90°
100°

Temps mis par une onde P pour parcourir 100 Km

en fonction - de la distance
- de la profondeur du foyer

d'après JEFFREY'S

Δ°	Δ Km	Sur-face	33	96	160	223	286	350	413	477	540	603	677	740	793
10	1.111,35	12,33	12,33	12,06	11,79	11,52	11,16	10,80	10,44	9,63	9,18	8,82	8,28	7,92	7,65
11	1.222,5	12,24	12,15	11,97	11,70	11,34	11,16	10,80	10,08	9,54	9,09	8,91	8,55	8,10	7,74
12	1.333,6	12,06	12,06	11,88	11,61	11,25	10,98	10,71	9,99	9,54	9,18	8,91	8,55	8,19	7,83
13	1.444,7	11,88	11,79	11,61	11,43	11,16	10,89	10,44	9,63	9,36	9,09	8,73	8,55	8,19	7,92
14	1.555,9	11,79	11,79	11,61	11,34	11,07	10,80	9,63	9,36	9,18	9,00	8,73	8,55	8,28	8,01
15	1.667,0	11,70	11,61	11,34	11,16	10,89	10,08	9,54	9,09	9,09	8,82	8,64	8,37	8,19	8,01
16	1.778,2	11,43	11,34	11,16	10,98	10,44	9,54	9,36	9,09	9,00	8,73	8,46	8,19	8,10	8,01
17	1.889,3	11,25	11,25	11,07	10,44	9,45	9,27	9,09	9,09	8,91	8,73	8,46	8,28	8,10	7,92
18	2.000,4	11,07	11,07	10,17	9,45	9,18	9,09	9,00	8,82	8,73	8,55	8,37	8,19	8,10	7,92
19	2.111,6	10,35	9,90	9,54	9,27	9,18	8,91	8,82	8,73	8,55	8,46	8,28	8,10	7,92	7,83
20	2.222,7	9,36	9,36	9,18	9,00	8,91	8,82	8,73	8,64	8,46	8,28	8,19	8,10	8,01	7,83
21	2.333,8	9,09	9,00	8,91	8,82	8,73	8,73	8,64	8,55	8,37	8,28	8,19	8,10	7,92	7,83
22	2.445,0	8,91	8,91	8,73	8,73	8,73	8,55	8,37	8,19	8,19	8,10	8,01	7,92	7,83	7,74
23	2.556,1	8,73	8,73	8,64	8,64	8,46	8,37	8,28	8,19	8,10	8,10	8,01	7,92	7,83	7,74
24	2.667,2	8,73	8,73	8,73	8,46	8,37	8,19	8,10	8,10	8,10	8,01	7,92	7,83	7,74	7,65
25	2.778,4	8,46	8,46	8,37	8,37	8,28	8,19	8,19	8,10	8,01	7,92	7,92	7,83	7,74	7,65
26	2.889,5	8,28	8,28	8,28	8,19	8,19	8,19	8,10	8,01	8,01	7,92	7,83	7,74	7,65	7,56
27	3.000,6	8,19	8,19	8,19	8,19	8,10	8,10	8,01	7,92	7,83	7,92	7,74	7,65	7,65	7,56
28	3.111,8	8,10	8,01	8,01	8,01	8,01	7,92	7,92	7,83	7,92	7,74	7,74	7,65	7,56	7,56
29	3.222,9	8,10	8,01	8,01	8,01	7,92	7,92	7,83	7,83	7,74	7,74	7,65	7,65	7,56	7,47
30	3.334,0	7,92	8,01	7,92	7,92	7,83	7,83	7,74	7,74	7,74	7,65	7,65	7,56	7,47	7,47

31	3.445,2	7,92	7,92	7,83	7,83	7,83	7,74	7,74	7,74	7,65	7,65	7,56	7,56	7,56	7,38
32	3.556,3	7,83	7,83	7,83	7,74	7,74	7,74	7,65	7,65	7,56	7,56	7,56	7,47	7,38	7,38
33	3.667,4	7,83	7,74	7,74	7,65	7,65	7,65	7,65	7,65	7,56	7,56	7,47	7,47	7,38	7,29
34	3.778,6	7,74	7,74	7,65	7,65	7,65	7,56	7,56	7,56	7,56	7,47	7,47	7,38	7,38	7,29
35	3.889,7	7,65	7,65	7,65	7,56	7,56	7,56	7,56	7,56	7,47	7,47	7,38	7,38	7,29	7,29
36	4.000,9	7,56	7,56	7,56	7,56	7,56	7,56	7,47	7,47	7,47	7,38	7,38	7,38	7,29	7,20
37	4.112,0	7,56	7,56	7,47	7,56	7,47	7,47	7,47	7,38	7,38	7,29	7,38	7,29	7,29	7,20
38	4.223,1	7,56	7,47	7,47	7,47	7,47	7,38	7,38	7,38	7,38	7,29	7,29	7,20	7,20	7,11
39	4.334,2	7,47	7,47	7,47	7,38	7,38	7,38	7,38	7,38	7,29	7,29	7,20	7,20	7,11	7,02
40	4.445,4	7,38	7,47	7,38	7,38	7,38	7,38	7,29	7,29	7,29	7,20	7,20	7,11	7,02	6,93
41	4.556,5	7,38	7,38	7,38	7,38	7,29	7,29	7,29	7,20	7,20	7,20	7,11	7,11	7,02	6,93
42	4.667,7	7,38	7,38	7,38	7,29	7,29	7,20	7,20	7,20	7,11	7,11	7,02	6,93	6,93	6,84
43	4.778,8	7,29	7,29	7,29	7,20	7,20	7,20	7,20	7,11	7,11	7,02	7,02	7,02	6,84	6,84
44	4.889,9	7,29	7,20	7,20	7,20	7,11	7,11	7,11	7,11	7,02	7,02	6,93	6,84	6,84	6,75
45	5.001,1	7,11	7,20	7,11	7,11	7,11	7,02	7,02	7,02	6,93	6,93	6,84	6,84	6,75	6,75
46	5.112,2	7,11	7,02	7,11	7,02	6,93	7,02	6,93	6,93	6,93	6,84	6,84	6,75	6,75	6,66
47	5.223,3	7,11	7,11	7,02	7,02	7,02	6,93	6,93	6,84	6,84	6,84	6,75	6,66	6,66	6,57
48	5.334,5	6,93	6,93	6,93	6,93	6,84	6,84	6,84	6,84	6,75	6,75	6,75	6,66	6,57	6,57
49	5.445,6	6,93	6,93	6,93	6,84	6,84	6,75	6,75	6,75	6,75	6,66	6,57	6,57	6,57	6,48
50	5.556,7	6,84	6,84	6,84	6,84	6,75	6,66	6,66	6,66	6,66	6,57	6,57	6,48	6,48	6,39
51	5.667,9	6,84	6,75	6,75	6,75	6,66	6,66	6,66	6,66	6,57	6,57	6,39	6,39	6,30	6,30
52	5.779,0	6,75	6,75	6,75	6,66	6,66	6,57	6,57	6,57	6,48	6,39	6,39	6,39	6,30	6,21
53	5.890,1	6,57	6,66	6,57	6,57	6,57	6,48	6,48	6,48	6,39	6,39	6,30	6,30	6,30	6,21
54	6.001,3	6,66	6,57	6,57	6,57	6,48	6,48	6,39	6,39	6,39	6,30	6,30	6,21	6,12	6,12
55	6.112,4	6,48	6,48	6,48	6,48	6,39	6,39	6,39	6,30	6,30	6,21	6,21	6,12	6,12	6,03
56	6.223,6	6,48	6,48	6,39	6,30	6,39	6,30	6,21	6,21	6,12	6,21	6,12	6,12	6,03	6,03
57	6.334,7	6,30	6,30	6,30	6,30	6,30	6,30	6,21	6,12	6,12	6,12	6,12	6,03	5,94	5,94
58	6.445,8	6,30	6,30	6,21	6,30	6,21	6,21	6,21	6,03	6,03	6,03	6,03	5,94	5,94	5,85
59	6.557,0	6,21	6,21	6,21	6,12	6,12	6,12	6,03	6,03	6,03	5,94	5,94	5,94	5,85	5,85

60	6.668,1	6,12	6,12	6,12	6,12	6,03	6,03	5,94	5,94	5,94	5,94	5,85	5,85	5,76	5,76
61	6.779,2	6,12	6,03	6,03	6,03	6,03	5,94	5,94	5,94	5,94	5,85	5,85	5,76	5,76	5,76
62	6.890,4	5,94	6,03	6,03	5,94	5,94	5,85	5,85	5,85	5,85	5,76	5,76	5,76	5,76	5,58
63	7.001,5	5,94	5,85	5,85	5,85	5,85	5,85	5,76	5,76	5,76	5,76	5,67	5,67	5,58	5,67
64	7.112,6	5,85	5,85	5,85	5,85	5,76	5,76	5,76	5,76	5,67	5,67	5,67	5,58	5,58	5,49
65	7.223,8	5,76	5,76	5,76	5,76	5,76	5,67	5,67	5,67	5,58	5,58	5,58	5,58	5,49	5,49
66	7.334,9	5,76	5,67	5,67	5,67	5,67	5,67	5,67	5,58	5,58	5,58	5,49	5,40	5,49	5,40
67	7.446,0	5,67	5,67	5,58	5,58	5,58	5,58	5,49	5,49	5,49	5,49	5,40	5,49	5,40	5,31
68	7.557,2	5,58	5,58	5,58	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,40	5,40	5,40	5,31	5,31	5,31
69	7.668,3	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,49	5,40	5,40	5,31	5,31	5,31	5,31	5,22
70	7.779,5	5,49	5,49	5,40	5,40	5,40	5,40	5,40	5,31	5,31	5,31	5,22	5,22	5,22	5,13
71	7.890,6	5,40	5,31	5,40	5,31	5,40	5,40	5,31	5,31	5,22	5,22	5,22	5,13	5,13	5,13
72	8.001,7	5,31	5,40	5,22	5,31	5,31	5,31	5,31	5,22	5,22	5,13	5,13	5,13	5,04	4,95
73	8.112,8	5,22	5,22	5,31	5,22	5,22	5,22	5,22	5,13	5,13	5,04	5,04	5,04	4,95	5,04
74	8.224,0	5,22	5,22	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,04	5,04	5,04	5,04	4,95	4,95	4,86
75	8.335,1	5,13	5,13	5,13	5,04	5,04	5,04	5,04	5,04	4,95	4,95	4,95	4,95	4,86	4,86
76	8.446,3	5,04	5,13	5,04	5,04	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95	4,86	4,86	4,77	4,86	4,77
77	8.557,4	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95	4,95	4,86	4,86	4,86	4,86	4,77	4,86	4,68	4,68
78	8.668,5	4,95	4,95	4,95	4,86	4,86	4,86	4,77	4,77	4,77	4,77	4,77	4,68	4,77	4,68
79	8.779,7	4,86	4,86	4,86	4,86	4,77	4,77	4,77	4,77	4,68	4,68	4,68	4,68	4,59	4,59
80	8.890,8	4,77	4,77	4,77	4,77	4,77	4,68	4,68	4,68	4,68	4,68	4,59	4,59	4,59	4,50
81	9.001,9	4,68	4,68	4,68	4,68	4,59	4,68	4,68	4,59	4,59	4,50	4,59	4,59	4,50	4,50
82	9.113,1	4,68	4,59	4,59	4,59	4,68	4,59	4,50	4,59	4,50	4,59	4,50	4,41	4,41	4,41
83	9.224,2	4,59	4,59	4,50	4,50	4,50	4,50	4,59	4,50	4,50	4,41	4,41	4,50	4,41	4,41
84	9.335,3	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,50	4,41	4,41	4,41	4,41	4,41	4,32	4,32	4,32
85	9.446,5	4,50	4,41	4,41	4,41	4,41	4,41	4,32	4,32	4,32	4,32	4,32	4,23	4,23	4,23

86	9.557,6	4,41	4,41	4,41	4,32	4,32	4,32	4,32	4,32	4,32	4,23	4,23	4,23	4,23	4,2
87	9.668,7	4,32	4,32	4,32	4,32	4,23	4,23	4,32	4,23	4,23	4,23	4,23	4,23	4,23	4,1
88	9.779,9	4,32	4,32	4,23	4,23	4,23	4,23	4,14	4,23	4,23	4,23	4,23	4,14	4,14	4,1
89	9.891,0	4,23	4,23	4,23	4,23	4,23	4,23	4,23	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,1
90	10.002,1	4,14	4,23	4,23	4,23	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,1
91	10.113,3	4,14	4,14	4,14	4,14	4,23	4,23	4,23	4,23	4,14	4,14	4,05	4,14	4,14	4,1
92	10.224,4	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,0
93	10.335,5	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,14	4,14	4,05	4,14	4,14	4,1
94	10.446,7	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,0
95	10.557,8	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,14	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,0
96	10.669,0	4,05	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,05	4,05	4,14	4,14	4,05	4,05	4,05	4,1
97	10.780,1	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,0
98	10.891,2	4,05	4,05	4,14	4,14	4,14	4,14	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,0
99	11.002,3	4,14	4,14	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	3,96	4,05	4,05	4,14	4,05	4,05	4,0
100	11.113,5	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	4,05	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,9

CHAPITRE II

MATERIEL ET STATIONS UTILISES

Avant de présenter les données qui serviront à notre étude, il est bon de décrire le matériel que nous utilisons, ainsi que les stations sismiques qui nous ont permis de faire les enregistrements. Cette description est d'autant plus importante que les écarts de temps dont nous avons admis l'existence dans le premier chapitre ont été découverts et mesurés de façon acceptable grâce à la disposition particulière de nos stations sismiques utilisées en France, à savoir des ensembles de trois sismographes verticaux, distants de quelques dizaines de kilomètres, reliés par radio et enregistrant sur une bande d'enregistrement unique, ce qui nous permet d'être sûr des différences d'heure entre les différents signaux.

Le Professeur Rocard[23, 30] ayant eu à s'occuper de la détection des explosions nucléaires, conçut une miniaturisation des sismographes, basée sur la remarque suivante : la seule limitation naturelle de la masse mobile M résulte de l'agitation thermique, qui donne à cette masse une vitesse V, telle que :

$$\frac{1}{2} MV^2 = \frac{1}{2} KT = \frac{1{,}38.10^{-16}}{2} \times 300 \text{ ergs}$$

Si l'on prend pour V la vitesse des petits mouvements constituant le bruit de fond de la terre, on calcule que des masses inférieures à 1 gramme sont encore possibles.

Il est résulté de cette remarque - faite vers 1956 - la construction au Laboratoire de Physique de l'Ecole Normale Supérieure d'un sismographe courte période (1 herz) du volume et du poids d'un dictionnaire, et qui a permis toutes sortes d'expériences sur le terrain.

Ce sont ces sismographes qui équipent les stations sismiques fixes du Laboratoire de Détection et Géophysique du Commissariat à l'énergie atomique, stations qui nous ont rendu de grands services, comme on le verra plus loin.

Par ailleurs, quand, peu d'années après, notre laboratoire a obtenu des ressources propres pour la Sismologie, nous avons été à même de créer des stations mobiles, opérant à partir d'une voiture, employant le même sismographe miniature, les mêmes amplificateurs et enregistreurs, avec des accessoires permettant notamment l'enregistrement précis de l'heure. Ces stations mobiles ont été développées également par le C.E.A., de sorte que, dans de nombreux cas, j'ai eu à ma disposition, pour monter des expériences sur le terrain, la somme des moyens des deux services, ce qui a constitué, évidemment, une ressource exceptionnelle et considérable :il a fallu tous ces moyens pour tenter de résoudre les problèmes géologiques dont il sera parlé plus loin.

Les chaînes sismiques que nous utilisons sont toutes identiques, aussi bien celles des stations mobiles que celles des stations permanentes. La chaîne typique comprend un sismographe relié par câble à un amplificateur suivi d'un enregistreur à plume. Nous allons décrire ce matériel dans cet ordre.

Le sismographe que nous utilisons est un sismographe vertical courte période (1 seconde de période propre). Il n'est évidemment pas question ici de refaire la théorie de cet appareil, théorie bien connue et que l'on trouve décrite dans de nombreux livres, par exemple dans le Handbuch der Physik[18] (article de M. J.Coulomb). Indiquons-en seulement les particularités essentielles. L'appareil comporte un levier horizontal, alourdi par une masse de l'ordre de 600 gr, et pouvant pivoter autour d'un axe horizontal matérialisé par deux pivots en acier traité, s'appuyant dans des coupelles en saphir. Ce levier, qui aurait évidemment tendance à tomber, est retenu par un ressort suivant un montage Lacoste : le ressort dont les spires au repos sont serrées l'une contre l'autre, est attaché d'une part au bâti du sismographe, d'autre part au levier, mais en un point

plus bas que l'horizontale passant par le centre de gravité de la masse mobile, de telle sorte que, de l'axe de rotation, on voit les deux points de fixation sous un angle inférieur mais très voisin d'un angle droit. Il est connu qu'avec une telle disposition, le sismographe peut être astatisé, sa période devenant aussi longue qu'on le désire. Dans notre appareil, la période est rendue égale à une seconde. Cependant, si la période peut être rendue aussi grande qu'on le désire, il faut veiller à ce que celle-ci demeure stable dans le temps ; si la période est trop grande, la moindre déformation mécanique (par dilatation thermique par exemple) peut la changer de façon notable et,de plus, changer la position d'équilibre du sismographe, qui doit être telle que le levier soit horizontal. On ne peut donc pas miniaturiser à l'infini un sismographe sans le rendre très instable. Avec la taille donnée à notre appareil, la stabilité est correcte jusqu'à des périodes de 3 ou 4 secondes et parfaite à une seconde, valeur que nous utilisons.

Lorsque la terre, et donc le bâti du sismographe, sont atteints par une secousse sismique, l'équipage mobile se comporte comme un pendule et il est possible de déduire du mouvement relatif équipage mobile-bâti du sismographe l'allure de la secousse sismique. Le transducteur utilisé pour mettre ce mouvement relatif en évidence est très classique : une bobine électrique fixée à l'équipage mobile plonge dans l'entrefer d'un fort aimant (6 000 gauss de champ) et on mesure la tension électrique induite, dont la valeur est fournie par la formule de Laplace.

L'appareil fonctionne donc comme un microphone électrodynamique, comme d'ailleurs tous les sismographes, ou presque, depuis cinquante ans. La différence essentielle qui le distingue des autres appareils couramment utilisés est que la bobine que nous employons est à très haute impédance ; en effet, elle est constituée de 30 000 spires de 2 cm de diamètre, en fil de cuivre, et a une résistance d'environ 130 000 ohms ; nous verrons un peu plus loin l'intérêt de cette haute impédance.

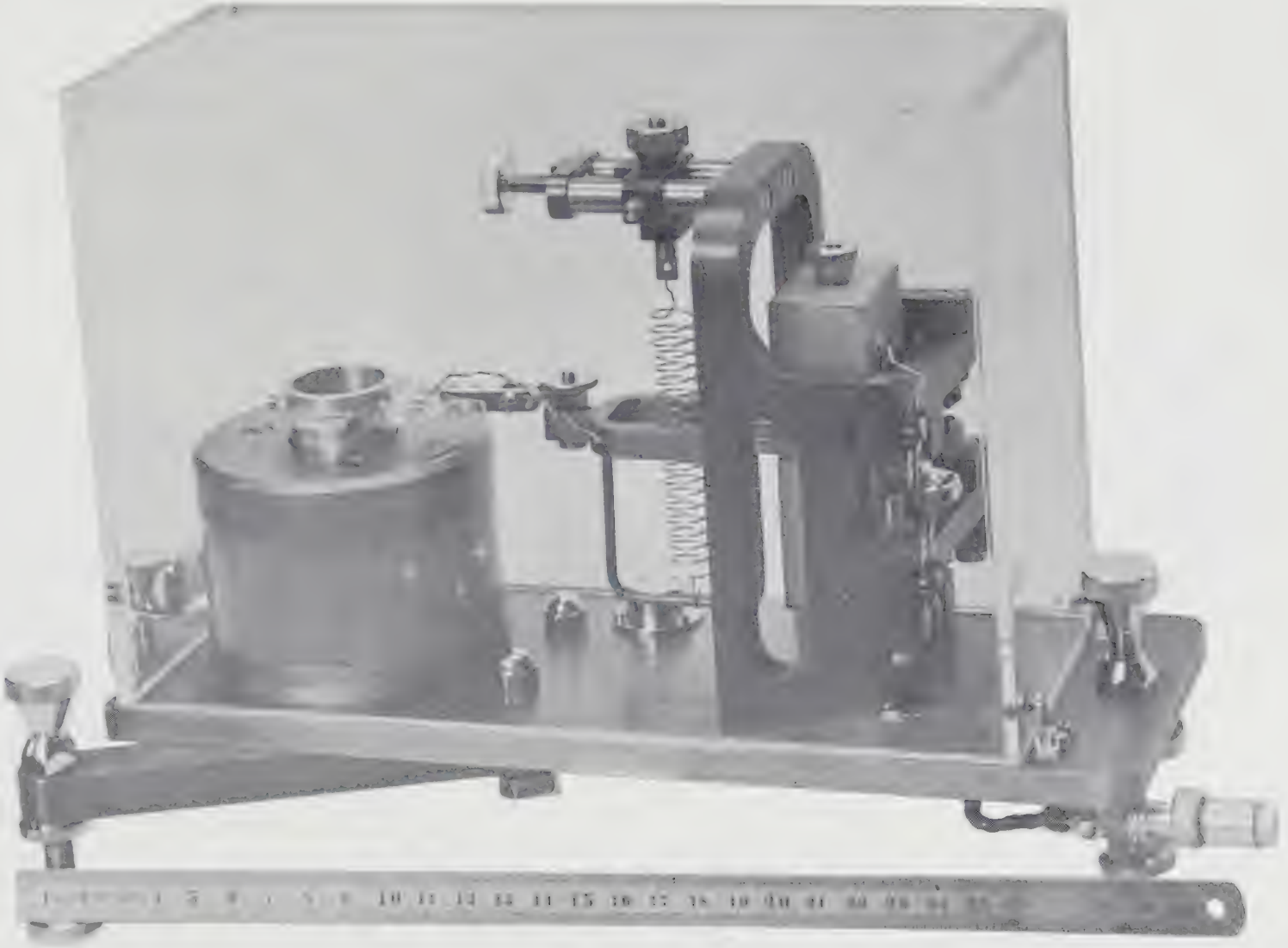
Le sismographe, tel qu'il est décrit, est très léger (quelques kilogrammes) et très maniable. Comme nous l'avons signalé plus haut, il

serait d'ailleurs possible de le rendre encore plus petit. Cependant, tel qu'il est, depuis bientôt dix ans que le premier prototype de cet appareil a été construit, ce sismographe, à sensibilité égale, est encore un des plus légers et des plus commodes parmi ceux qui existent dans le monde. Pour les utilisations de terrain que nous lui demandons, il est inutile de chercher à le diminuer davantage.

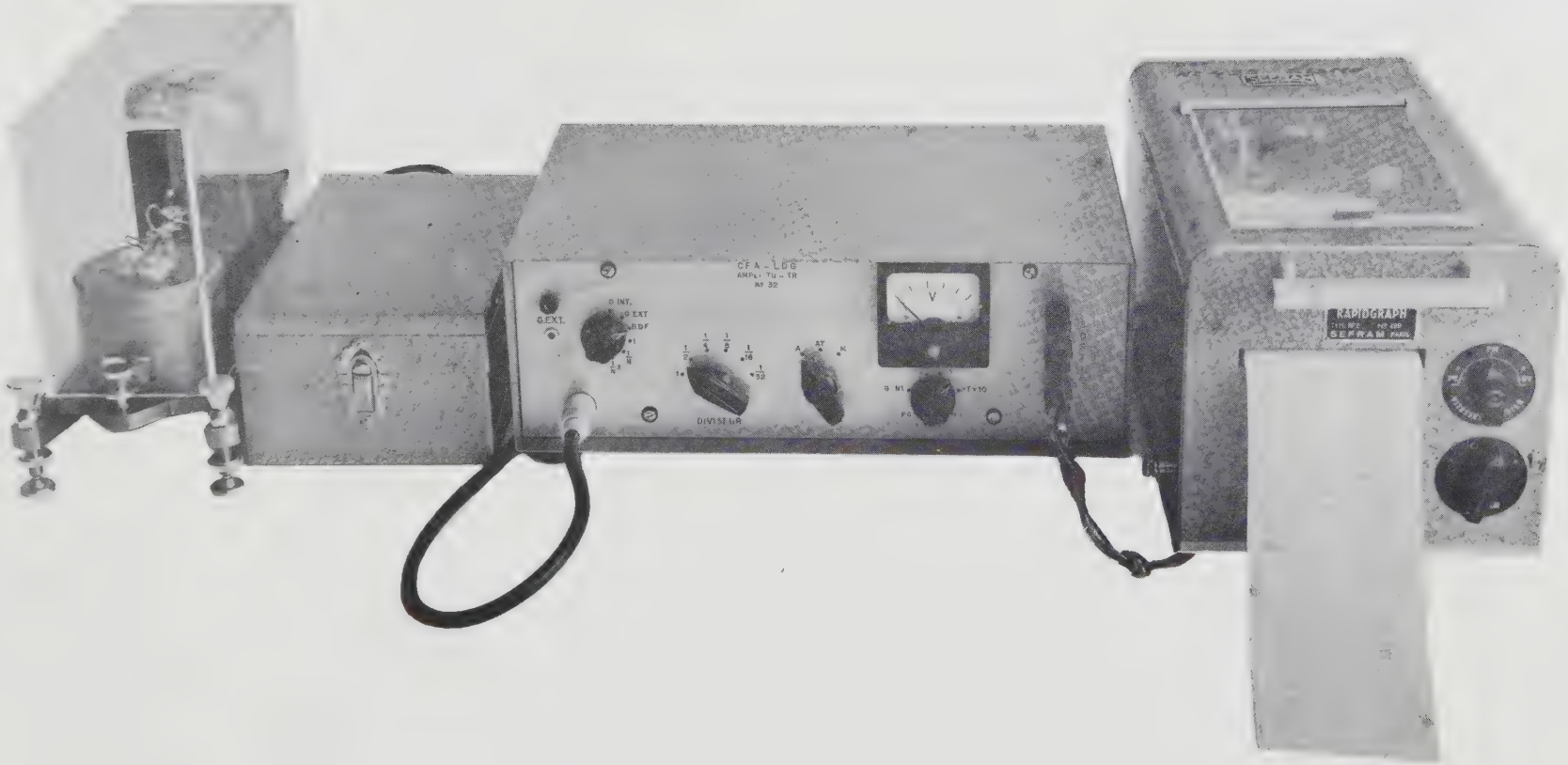
Remarquons encore que l'axe de rotation est matérialisé, comme nous l'avons déjà dit, par des pointes d'acier, reposant dans des coupelles de saphir. C'est aussi une différence avec d'autres sismographes, dont la suspension est réalisée à l'aide de fils. Dans les suspensions à fils, il faut que ceux-ci soient tendus par la masse de l'équipage mobile ; dans notre cas, la masse étant faible, les fils devraient être très fins, donc très fragiles; par contre, nous n'avons pas eu d'ennuis avec les pivots que nous avons adoptés, à condition de bien bloquer le sismographe pendant le transport.

Le sismographe est relié par un câble à un amplificateur électronique. Nous avons dit que la bobine du sismographe avait une grande impédance, le sismographe nous fournit donc, pour un déplacement donné, une tension électrique plus forte que si la bobine était à faible impédance. En effet, la puissance électrique V^2/R est sensiblement indépendante de la bobine utilisée, donc V augmente comme $\sqrt{R}$ (il revient au même de dire que le volume de l'entrefer étant donné, si on veut doubler la longueur du fil pour avoir une force de Laplace deux fois plus grande, on est obligé de diminuer la section de moitié et donc de multiplier la résistance par quatre). Il y donc intérêt à avoir une bobine d'impédance élevée. Dans un appareillage plus classique, il n'y a pas d'amplification électronique, il faut donc que la résistance externe du circuit soit égale à la résistance de la bobine pour avoir le plus de puissance utilisable possible ; la résistance est alors limitée. Ici, seule intervient la tension de sortie, puisque la puissance nous est fournie par l'amplificateur.

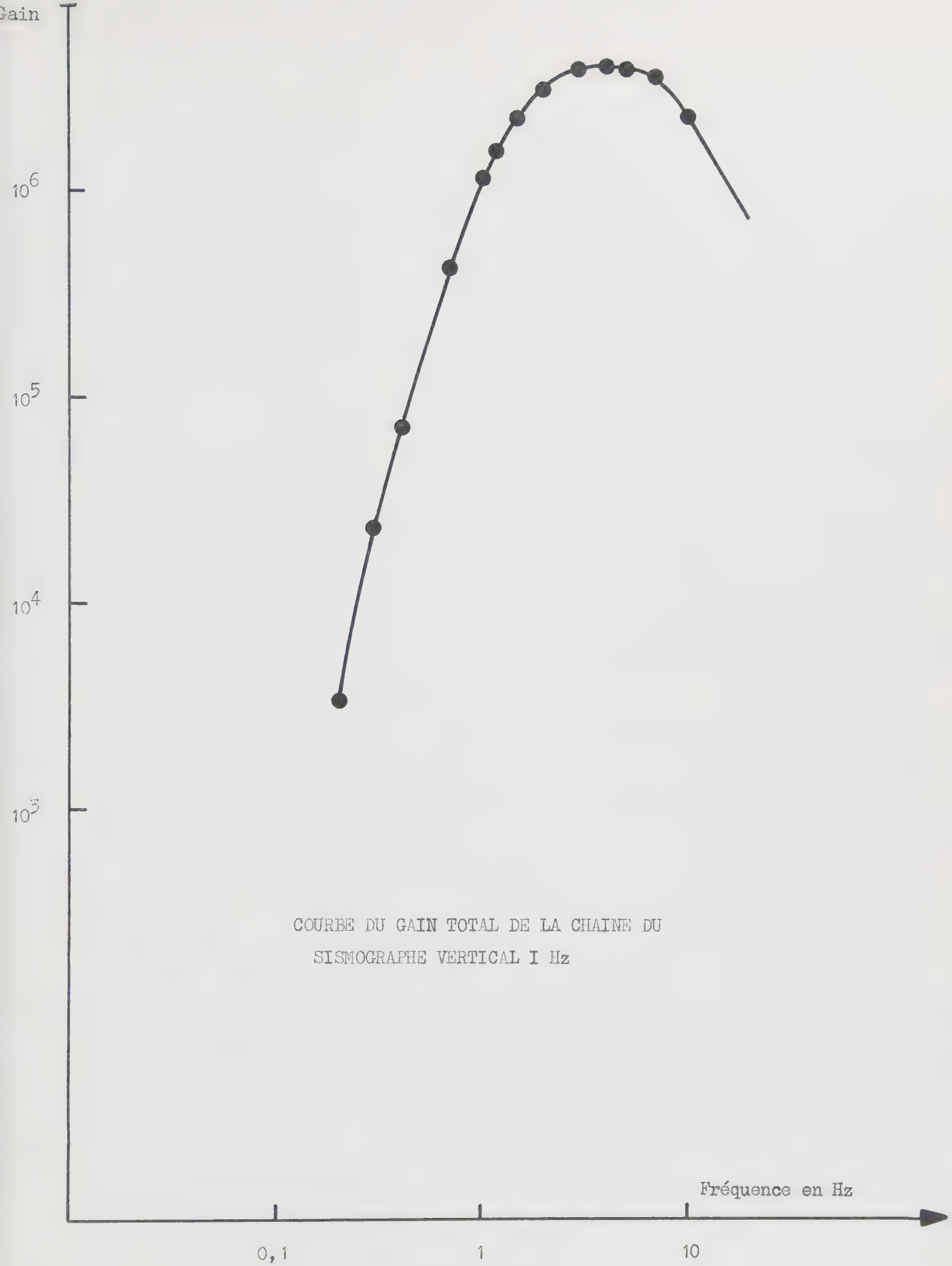
Ceci n'est bien entendu exact que parce que nous ne sommes pas limités par le bruit de fond propre de l'appareil, mais par le bruit de



SISMOGRAPHE VERTICAL 1 Hz



ENSEMBLE DE LA CHAINE SISMIQUE



COURBE DU GAIN TOTAL DE LA CHAINE DU
SISMOGRAPHE VERTICAL I Hz

fond terrestre.

D'autre part, le sismographe doit être amorti dans des conditions voisines de l'amortissement critique, de telle façon que les signaux soient déformés le moins possible. Un calcul très simple montre qu'avec les données de notre sismographe, la résistance à mettre aux bornes de la bobine doit être de 3 MΩ. Ceci nous fixe donc l'impédance d'entrée de l'amplificateur.

Cette impédance d'entrée est relativement élevée. Encore assez récemment, il était impossible de la réaliser avec des transistors, aussi le premier étage de nos amplificateurs est-il constitué par un tube subminiature (DL 67) qui, chauffé à une valeur inférieure à sa valeur nominale, n'a que très peu de bruit de fond. Toute la partie amplification de tension est à tubes et seule la partie amplification de puissance est à transistors. La haute tension des tubes est suffisamment faible (18 V) pour pouvoir être appliquée aux transistors de puissance et aussi être aisément fournie par des batteries.

La sortie de l'amplificateur, push-pull de transistors, est chargée par l'impédance du cadre du galvanomètre. Nous avons choisi un enregistreur à plume Sefram dont le galvanomètre (PM 610) a une résistance de 4 000 Ω et dont la fréquence de résonance est de 23 Hz, valeur suffisamment élevée par rapport aux fréquences sismiques que nous devons enregistrer.

Les couplages entre les différents étages d'amplification sont des liaisons par capacité-résistance qui permettent de donner à la bande passante de l'ensemble de la chaîne une forme convenable.

Actuellement, les transistors à effet de champ permettent d'obtenir des impédances d'entrée suffisantes. Dans nos nouveaux modèles, les tubes sont donc remplacés par ces transistors. Nous ne changeons absolument rien à la réponse de la chaîne sismique tant que la réponse de la partie électronique n'est pas changée, ce qui est relativement facile. Ce progrès incontestable dans la technologie ne modifie en rien le travail de l'utilisateur. Bien entendu, nous poursuivons des études et des essais avec d'autres

valeurs de bande passante. Par exemple, nous essayons actuellement un nouveau type de sismographe dont la fréquence de résonance est à 2 Hz et non plus à 1 Hz. Il semble que, dans la majorité des cas, le rapport signal sur bruit soit plus avantageux avec ce nouvel appareil qu'avec l'ancien.

Il est cependant important de noter que toutes les mesures utilisées dans ce travail ont été obtenues avec des chaînes de réponse identiques. Ce point est fondamental pour toutes les mesures de temps. Les fréquences sismiques enregistrées pour des séismes lointains sont inférieures à 10 Hz et sont enregistrées par une chaîne sismique dont la fréquence de coupure supérieure est aussi de l'ordre de 10 Hz. La théorie de l'information nous indique alors que les temps ne peuvent être mesurés qu'avec une précision de 1/10ème de seconde. Les résultats des mesures obtenus par les sismologues sont parfois exprimés avec une précision bien supérieure. Cette précision est bien justifiée dans le cas où des signaux identiques sont enregistrés par des chaînes identiques. La différence de temps entre les deux signaux est alors définie avec toute la précision que l'on peut désirer,même si l'intervalle de temps entre le séisme et l'instant où l'un des signaux est enregistré n'est défini qu'avec la précision du 1/10 de seconde (avec la bande passante choisie pour l'appareillage bien entendu). En pratique, les signaux ne sont pas rigoureusement identiques d'un point à l'autre dès que la distance n'est pas très petite et les appareils ne sont jamais rigoureusement identiques, surtout en dehors de la bande passante. Quoi qu'il en soit, on voit l'intérêt d'avoir des chaînes sismiques aussi semblables que possible , et, comme nous travaillons sur des différences de temps d'arrivée et non sur des temps absolus de propagation, on peut espérer que les temps sont définis physiquement avec une précision de l'ordre du 1/100 de seconde.

Jusqu'à présent, nous avons décrit une chaîne sismique seule, telle que nous l'utilisons en station mobile ; l'ensemble de l'équipement pèse, avec les récepteurs horaires nécessaires, une soixantaine de kilos, tient très facilement dans le coffre d'une voiture et est non seulement très maniable, mais aussi suffisamment robuste pour supporter des voyages sans

trop de précautions et suffisamment simple pour pouvoir être utilisé par n'importe quel étudiant, ce qui nous permet de tenir beaucoup de stations pour chaque tir important en sismique expérimentale.

Dans les stations fixes, nous utilisons constamment des stations tripartites : uns station principale où nous enregistrons le mouvement du sol suivant ses trois composantes, non seulement en courte période (en utilisant le matériel précédent ainsi que des sismographes horizontaux, d'une conception analogue, du moins pour le transducteur), mais aussi en longue période. De plus, nous avons deux stations satellites équipées seulement d'un sismographe vertical courte période et relié par radio à la station principale. Vu la faible bande passante sismique utilisée, il n'y a pas difficulté trop grande à réaliser une liaison de télémesure qui ne fasse pas perdre d'information sismique. Je signalais plus haut que, depuis la commercialisation des transistors à effet de champ, nous avions modifié la disposition de la chaîne sismique en remplaçant les tubes par des transistors ; nous avons profité de cette modification pour rendre plus commodes les liaisons-radio. Actuellement, immédiatement après le sismographe, nous avons placé un préamplificateur de gain 8, qui permet , en outre, d'adapter la forte impédance du sismographe à la faible impédance du câble de liaison entre le sismographe et l'amplificateur.

L'amplificateur est lui-même composé d'un amplificateur de tension et d'un amplificateur de puissance. Ces deux amplificateurs étant séparés, il est très facile d'intercaler entre eux une liaison-radio de gain 1, qui ne modifie pas la réponse de la chaîne.

Nous avons dit que la limite de précision que l'on peut espérer entre deux signaux sismiques de courte période est de l'ordre de 1/100 de seconde. Voyons si cette précision peut être atteinte pratiquement. Dans le cas d'une station fixe, la liaison-radio ne soulève aucun problème, ce ne sont pas trente kilomètres de liaison-radio que vont introduire une différence de temps ! Dans les stations mobiles, par contre, le problème du temps se pose de façon aigüe. Dans les premiers temps, nous utilisions

des chronomètres mécaniques mis à l'heure par des réceptions horaires aussi fréquentes que possible; malheureusement,les chronomètres sont des appareils fragiles et de mauvais garde-temps lorsqu'on ne peut pas les laisser reposer après un voyage, ce qui est toujours le cas en sismologie expérimentale. Actuellement, nous utilisons des chronomètres électroniques déclenchés automatiquement par la réception d'une station horaire. Ces chronomètres, dont la précision est de 10^{-7} (le 1/100 de seconde par jour) et qui n'ont pas besoin de se reposer avant d'être fidèles, résolvent tous nos problèmes.

Le but de notre travail est plus d'indiquer une méthode que d'en donner toutes les applications, ce qui serait d'ailleurs impossible. Nous allons exposer les résultats, dans trois cas, suivant la méthode développée au chapitre précédent, à l'aide du matériel décrit plus haut.

Nous avons utilisé, pour ces expériences, soit des stations mobiles et des chronomètres mécaniques (mais nous ne retiendrons pour faire nos calculs que les stations qui ont pu enregistrer en même temps que le signal du séisme celui d'un récepteur horaire - en l'occurence issu de l'émetteur allemand de Nauen), soit des stations fixes. Il n'y a donc pas de problème d'heure, tout au plus un problème de lecture d'heure sur la bande. La vitesse de défilement la plus faible utilisée étant de 2,5 mm/s, si nous admettons pouvoir lire le 1/10 de mm, nous voyons que la précision sera de 4/100 de seconde, donc bien dans les limites que nous souhaitions a priori.

Nous devons faire remarquer ici que le matériel utilisé, sans être révolutionnaire dans son principe, l'est en fait par sa miniaturisation. Il nous a fait faire un remarquable progrès parce qu'il est très facilement utilisable et qu'il a été réalisé en un assez grand nombre d'exemplaires. Les liaisons-radio entre les stations ne sont pas non plus révolutionnaires, mais il faut noter l'importance du réseau constitué en France. Ce système de stations tripartites, conçu au Laboratoire de Physique de l'Ecole Normale Supérieure et monté par le Commissariat

à l'Energie Atomique a été un des premiers réseaux de ce genre à fonctionner au Monde et il reste un des meilleurs.

Les réseaux existants actuellement dans le monde sont, grossièrement, de deux types :

- le type "anglais", comme ceux d'Eskaldemuir (Ecosse), Yellow Knife (Canada) Tonto Forest (U.S.A.)... Il est composé de plusieurs sismographes (une vingtaine par exemple) très proches les uns des autres (distance entre deux sismographes voisins inférieure ou égale à 1 Km). Son utilité est de pouvoir, par un traitement convenable de l'information, améliorer le rapport signal sur bruit des enregistrements faits. Par contre, le réseau ne peut que difficilement donner des indications sur la géologie profonde au voisinage de la station.

- le type que nous utilisons, que l'on retrouve en Californie par exemple, où le réseau est utilisé à l'étude de la sismicité locale de la Californie. Un autre réseau récent est le LASA, installé dans le Montana, au Nord-Ouest des Etats-Unis. Ce dernier réseau s'étend sur une région de 200 Km de diamètre et permet donc des études semblables à celles qui peuvent être faites sur notre réseau. Il est regrettable que l'idée de remplacer, dans ce réseau, chaque sismographe par un sous-réseau analogue à un réseau de "type anglais" ait conduit à l'installer dans une région peut être uniforme au point de vue géologique, mais loin d'être parfaite en ce qui concerne le bruit de fond sismique.

Le réseau français comprend actuellement cinq stations tripartites, dont les emplacements sont indiqués dans le tableau de la page suivante.

Dans chacun des cas, la première station citée est la station principale et les autres les stations satellites. Nous travaillons actuellement à relier toutes ces stations entre elles et à enregistrer tous les signaux soit à Paris, soit à Orléans. Les relais-radio que nous serons obligés d'installer seront aussi équipés de sismographes, ce qui augmentera la puissance de notre réseau.

Coordonnées des stations sismiques

Triangle	Station		
Dordogne	Sainte-Foy de Longas	44° 56' 15" N	00° 44' 11" E
	Le Pouchou	44° 41' 00" N	01° 11' 14" E
	Archignac	45° 00' 35" N	01° 18' 42" E
Morvan	Lormes	47° 16' 00" N	03° 51' 05" E
	Les Buteaux	46° 59' 13" N	03° 58' 38" E
	St Saulge	47° 03' 41" N	03° 30' 24" E
Provence	Lorgues	43° 27' 15" N	06° 21' 38" E
	St Paul en Forêt	43° 33' 50" N	06° 41' 46" E
	La Mourre	43° 20' 00" N	06° 30' 33" E
Normandie	La Folinière	48° 45' 45" N	00° 28' 55" O
	St Sauveur	48° 35' 03" N	00° 06' 27" O
	Gorron	48° 23' 18" N	00° 51' 30" O
Vosges	Haudompré	48° 00' 19" N	06° 21' 00" E
	Ballon de Servance	47° 50' 00" N	06° 47' 30" E
	Champ du Feu	48° 23' 39" N	07° 16' 15" E

RESEAU SISMOLOGIQUE FRANÇAIS

On constate qu'un tel réseau peut être utilisé à plusieurs fins : déterminations d'épicentres, travaux sur la propagation des ondes dans la terre, études sur le foyer des séismes. Il peut servir de base à des "interpolations" à l'aide de stations mobiles pour des expériences de sismologie expérimentale. Enfin, nous pensons avoir ajouté une possibilité supplémentaire en étudiant la croûte terrestre au voisinage de chaque station grâce à la méthode que nous proposons. Une fois le réseau ramené sur Paris ou Orléans, avec un sismographe dans chaque relai-radio, il sera possible d'interpoler avec notre méthode les données locales sur l'épaisseur de la croûte terrestre et de tracer une "Mohographie" raisonnable de la France.

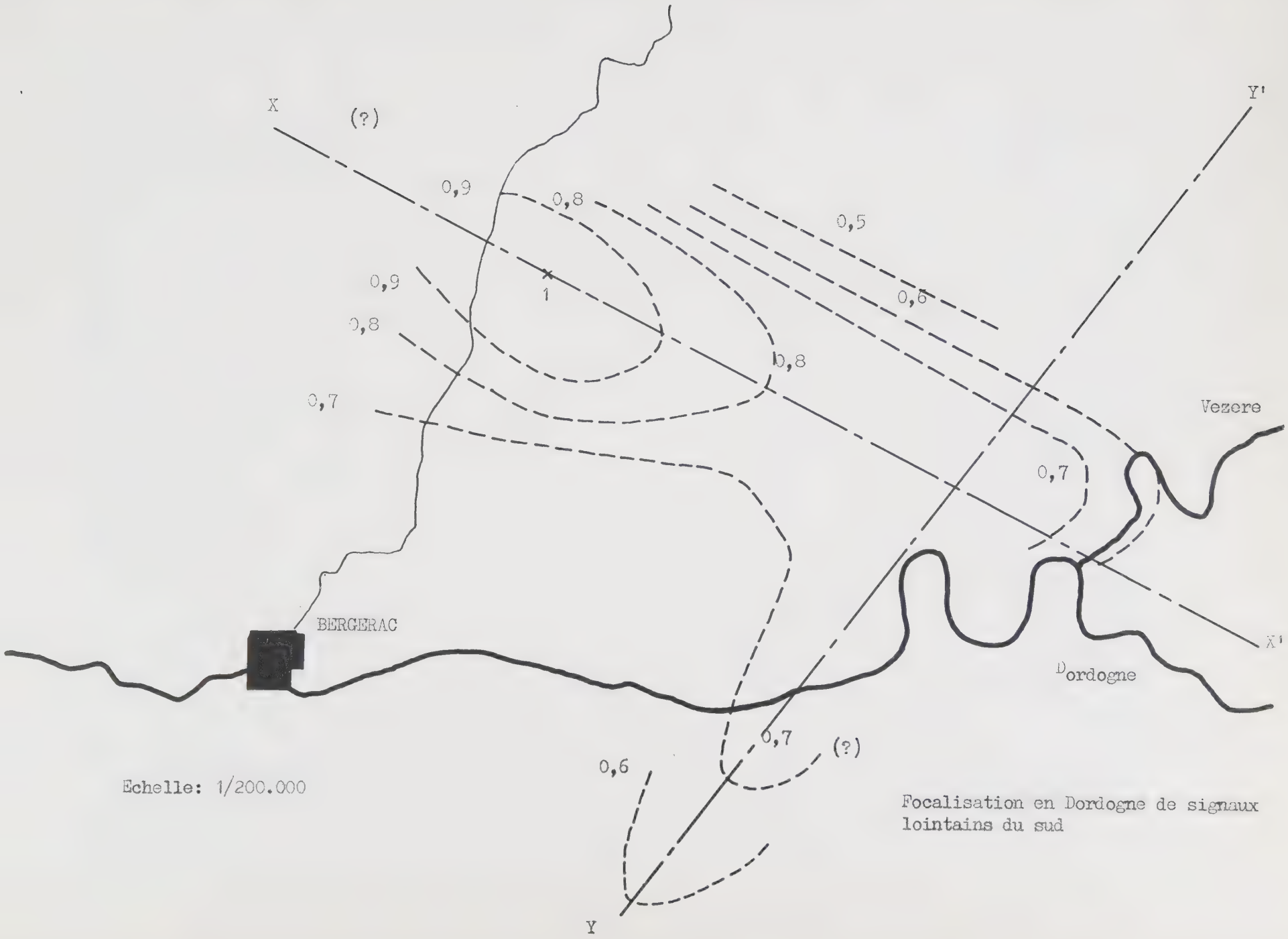
CHAPITRE III

FOCALISATION DANS LE TARN ET GARONNE

Nous avons, à plusieurs reprises, enregistré dans le Sud-Est de la France des "séismes" provenant du Hoggar, l'épicentre étant approximativement à 2 300 Km au Sud de nos stations, et extrêmement bien localisé puisqu'il s'agissait des explosions atomiques françaises de 1962 et 1963. Une des séries d'enregistrement présente un intéressant cas de variation d'amplitude des ondes enregistrées, variation que nous avons attribué à une focalisation des ondes. La comparaison des temps de propagation des ondes et de leur amplitude confirme entièrement les idées que nous avons exposées dans le premier chapitre.

Tout d'abord, précisons les raisons qui nous ont conduit à faire des enregistrements dans le Tarn et Garonne. Nous avons une station fixe en Dordogne, à Sainte-Foy-de-Longas (20 Km à l'Est de Bergerac) ; lors de plusieurs enregistrements de séismes provenant du Sud, nous avons remarqué que l'amplitude des signaux était plus forte que celle que l'on pouvait attendre, cinq fois plus importante au moins que l'amplitude enregistrée dans d'autres stations situées à peu près à la même distance de l'épicentre. Les résultats obtenus en ce lieu ont déjà été publiés[26] ; voici un résumé de nos observations :

L'amplitude des signaux dans des stations relativement proches (par exemple dans le Gouffre de Padirac, 80 Km à l'Est) est nettement plus faible. Les rais sismiques arrivant à Sainte-Foy-de-Longas et à Padirac sont partis quasiment ensemble du foyer du séisme, donc le renforcement d'amplitude n'a pas été créé au départ de l'onde mais beaucoup plus vraisemblablement au voisinage de Sainte-Foy-de-Longas. Pour mettre ce



Echelle: 1/200.000

Focalisation en Dordogne de signaux lointains du sud

point en évidence, nous avons placé un assez grand nombre de sismographes dans le voisinage immédiat de la station. Pour éviter une influence trop grande de la géologie de surface,tous les appareils ont été placés sur la même formation géologique (calcaire crétacé supérieur du Périgord). Un séisme du Hoggar a alors montré de grandes variations des signaux reçus et nous avons pu tracer une carte de lignes "iso-amplitudes". L'allure de ce diagramme fait immédiatement penser à une tache de focalisation en optique : un dioptre au niveau de la discontinuité de Mohorovicic qui aurait environ 2 Km d'épaisseur pour 15 Km de largeur expliquerait très bien le phénomène.

Il est malheureusement difficile de faire des expériences précises : dès que l'on s'éloigne de Sainte-Foy-de-Longas, la nature géologique du sol change, on entre dans les terrains tertiaires (Molasses, en particulier) dont la qualité au point de vue sismologique est très discutable : ces terrains relativement peu solides ont un niveau de bruit de fond très élevé, ce qui limite très sévèrement la possibilité d'enregistrer des signaux dont le début soit net (de plus, même si les débuts étaient bons, le fait d'avoir changé de formation géologique entraînerait des doutes et sur les amplitudes et sur les temps d'arrivée).

Il est par contre possible de faire des enregistrements en restant sur le même faciès géologique, convenant à la Sismologie, dans le Tarn-et-Garonne. Ce point d'enregistrement a été choisi pour une raison très précise : il existe une carte du socle en Aquitaine, publiée par l'American Association for Petroleum Geologist[16]. Le socle affleure à l'Est d'une ligne sensiblement NO-SE constituée par la limite Sud du Massif Armoridain et la limite Ouest du Massif Central. A l'Ouest de cette ligne, nous trouvons des sédiments atteignant une épaisseur de 10 Km au Sud du département des Landes. Cependant, la descente du socle n'est pas régulière, il existe une ride parallèle à la limite d'affleurement du socle, et qui se trouve passer sous notre station de Sainte-Foy-de-Longas. Cette ride n'a évidemment pas toujours la même altitude, elle présente des cols et, en particulier, il y en a un sous la station. Nous avons choisi

les points d'enregistrement dans le Tarn et Garonne selon les deux critères suivants :

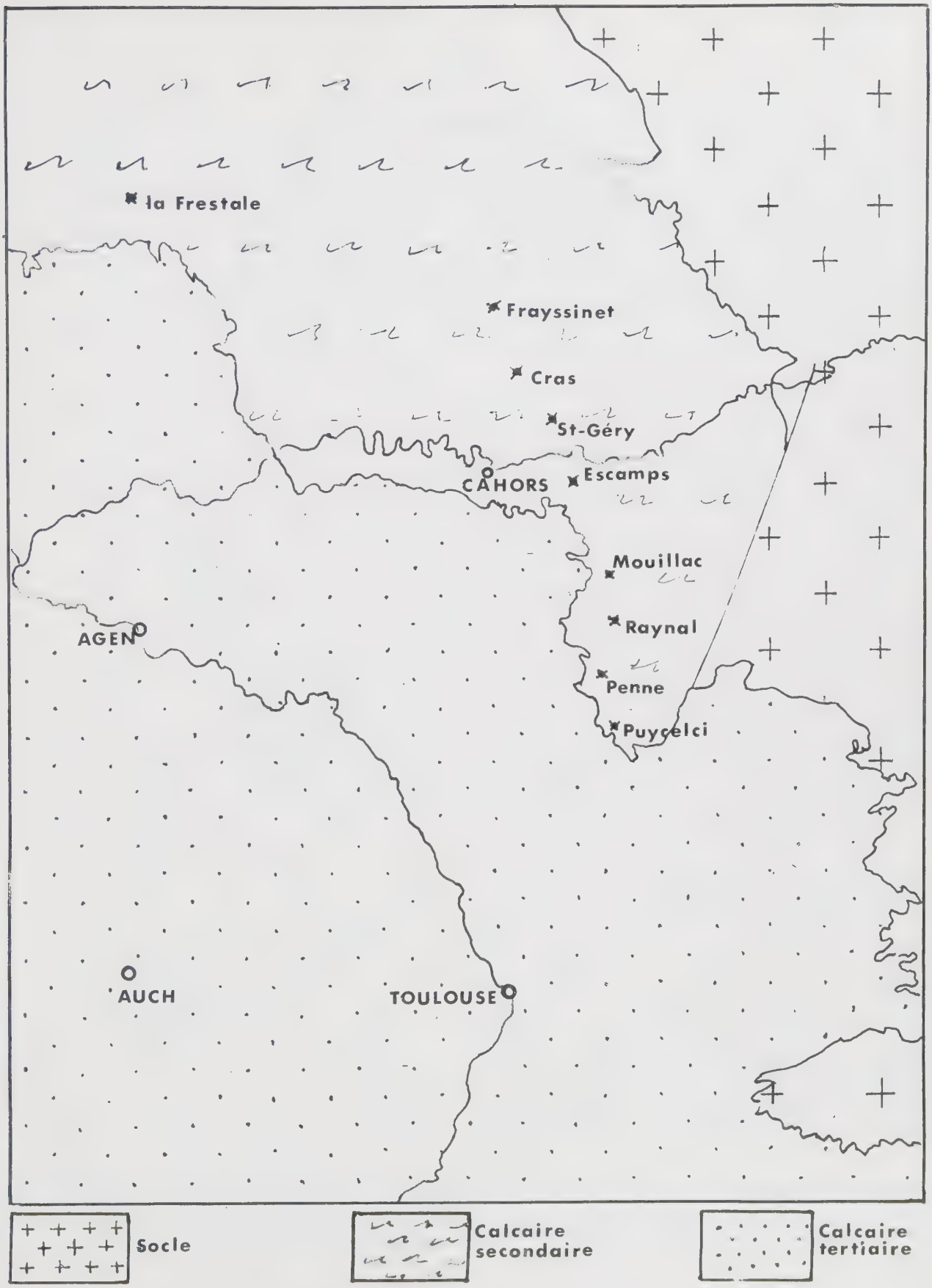
- La Géologie de surface ne change pas entre les différents points,
- la structure du socle présente d'étroites analogies sous la station de Sainte-Foy et sous le nouveau profil d'enregistrement.

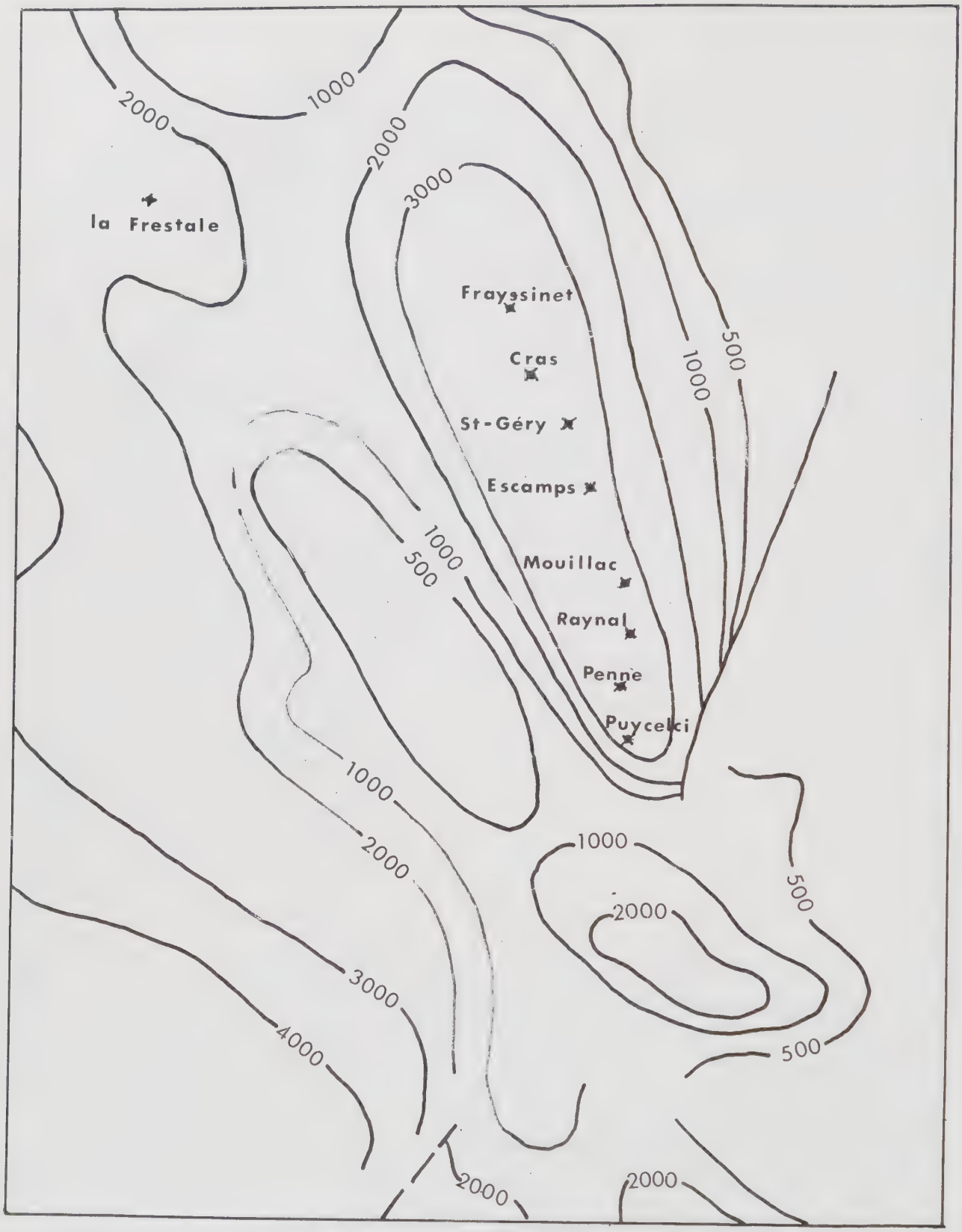
Ces deux exigences nous ont permis de définir un profil d'environ 80 Km de long, dans la série jurassique des Causses. Nous représentons sur les deux cartes ci-jointes l'emplacement des stations que nous avons situées, d'une part par rapport à la carte géologique, d'autre part par rapport à la carte du socle.

Voici tout d'abord les amplitudes enregistrées dans les diverses stations que nous avons classées par distance croissante à l'épicentre, c'est-à-dire du Sud au Nord :

Puycelci	0,33
Penne	0,51
Raynal	0,62
Mouillac	0,67
Escamps	1
St Gery	0,90
Cras	0,72
Frayssinet	0,67

Ces amplitudes ont été données en unités arbitraires, normalisées à 1 pour l'amplitude la plus grande, enregistrée à Escamps. Nous remarquons un maximum très net à Escamps, bien mis en évidence par la courbe de variation de l'amplitude en fonction de la distance. Bien entendu, si l'amplitude à Puycelci par exemple a été prise égale à 0,33, il ne faut pas en induire que nous avons une précision de 1 % dans la mesure de nos amplitudes. Nous sommes très conscients de l'incertitude qui existe dans l'étalonnage de nos appareils. Pour cette expérience, où nous désirions examiner attentivement les amplitudes reçues, nos appareils ont été


la Frestale
Frayssinet
Cras
St-Géry
CAHORS
Escamps
Mouillac
Raynal
AGEN
Penne
Puycelci
AUCH
TOULOUSE
Socle
Calcaire secondaire
Calcaire tertiaire


la Frestale
Frayssinet
Cras
St-Géry
Escamps
Mouillac
Raynal
Penne
Puycelci
2000
1000
2000
3000
500
1000
1000
500
1000
2000
3000
4000
1000
2000
500
500
2000
2000

calibrés avant et après l'enregistrement et l'erreur possible dans le gain de la chaîne sismique est certainement inférieure à 10 %. Même lorsque nous avons utilisé une chaîne non étalonnée récemment, l'écart entre le gain réel et le gain théorique n'a jamais été supérieur à 25 % ; avec cette valeur pourtant forte, le maximum existe toujours entre les stations d' Escamps et St Gery. Il y a donc bien un phénomène physique que nous devons expliquer.

L'étude des temps de propagation suivant les principes indiqués dans l'exposé de notre méthode générale, permet de donner une explication de cette augmentation locale de l'amplitude. Les écarts de temps, comme nous l'avons vu plus haut, sont relativement faibles, ce qui nécessite une grande précision dans la mesure de l'heure. S'il n'y a pas de problème dans nos stations fixes, où nous avons des retransmissions radio et un enregistrement sur une même bande de tous les signaux, ce n'est pas le cas pour des stations mobiles. Pour ne pas avoir de conclusions erronées, nous n'avons conservé que les signaux pour lesquels l'heure était enregistrée en même temps que le signal sur la bande de l'enregistreur (réception de l'émetteur de Nauen, 4725 KHz), seules les cinq dernières stations du profil sont dans ce cas. Le tableau suivant indique, pour ces cinq dernières stations, la distance à l'épicentre, les temps observés et calculés ainsi que la différence entre ces deux temps :

	distance	temps observé	temps calculé	différence
Mouillac	2 267,1	$4^m\ 37^s,80$	$4^m\ 38^s,41$	- 0,61
Escamps	2 279,1	$4^m\ 39^s,35$	$4^m\ 39^s,69$	- 0,34
St Gery	2 295,6	$4^m\ 40^s,60$	$4^m\ 41^s,29$	- 0,69
Cras	2 306,0	$4^m\ 41^s,65$	$4^m\ 42^s,45$	- 0,80
Frayssinet	2 314,1	$4^m\ 42^s,50$	$4^m\ 43^s,27$	- 0,77

Les temps ont été calculés grâce à la table de Romney. Celle de Jeffery's-Bullen donne la même allure de variation des écarts, mais tous

décalés vers des valeurs plus négatives. L'utilisation d'une table ou de l'autre n'a pas d'importance, ce qui nous importe c'est la variation de ces différences (ce que nous avons appelé les écarts) et non les différences elles-mêmes.

Ces valeurs vont nous permettre de calculer une allure de la discontinuité de Mohorovicic. Précisons une fois de plus nos hypothèses :

- la croûte est homogène et la vitesse de propagation des ondes y est de 6 Km/s,
- dans le manteau supérieur, elle est de 8 Km/s,
- les écarts de temps sont dûs à une variation d'épaisseur de la croûte.

La formule :

$$\vec{SM} = h\,\vec{\nu} + \frac{h}{\sqrt{n^2 - \sin^2(i-\alpha)}}\left[\vec{V} - \cos(i-\alpha)\,\vec{\nu}\right]$$

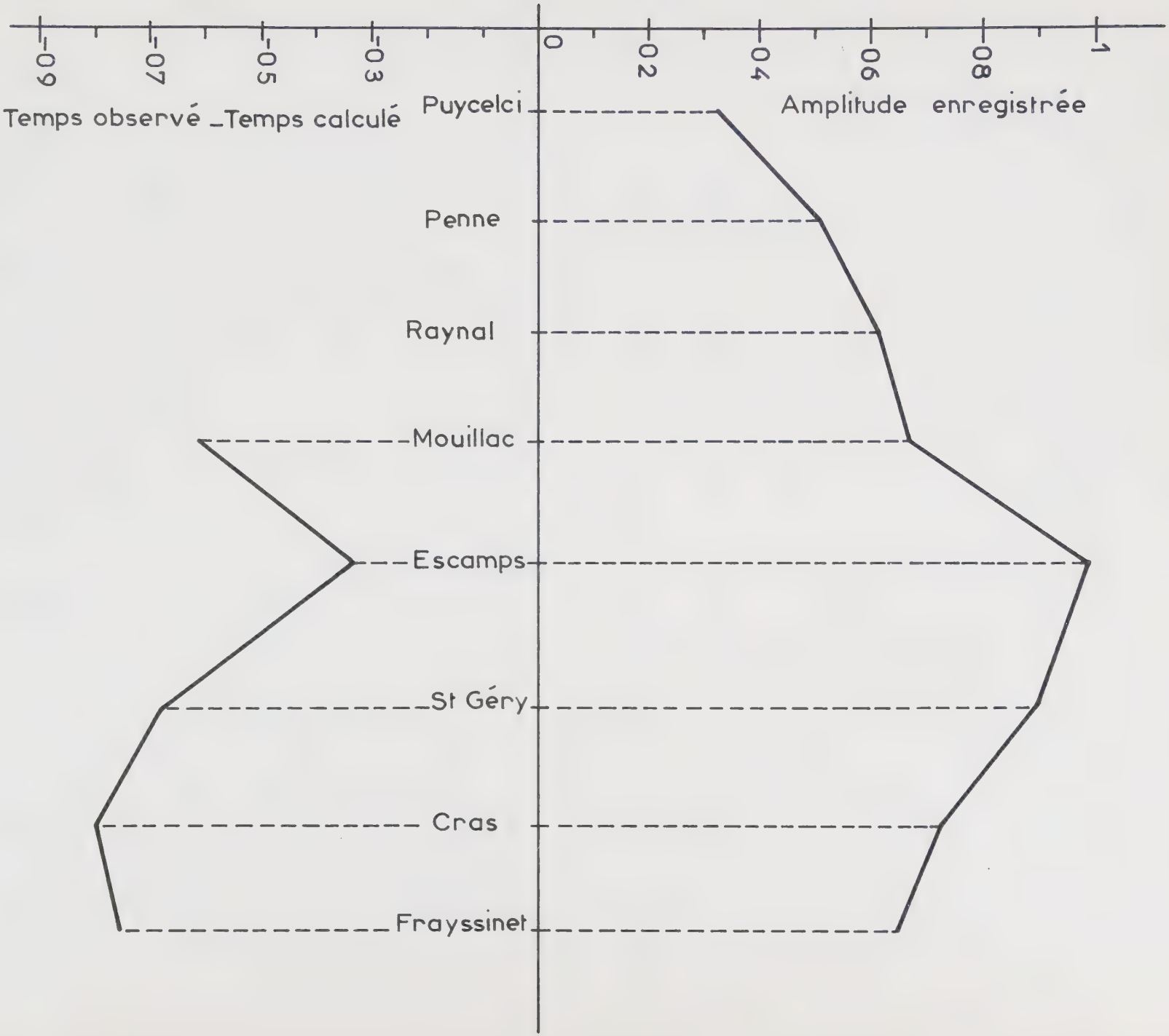
que nous avons établie en supposant qu'en chaque point de réfraction la ligne de plus grande pente se trouve dans le plan incident de l'onde, permet de calculer la position du point M. Soit SMV et SMH les composantes verticales et horizontales du vecteur $\vec{SM}$, i l'angle de l'onde incidente avec la verticale (en-dessous de Moho) et α le pendage de Moho, nous avons :

$$\frac{SMV}{h} = \cos\alpha - \frac{\sin\alpha \sin(i-\alpha)}{\sqrt{n^2 - \sin^2(i-\alpha)}}$$

$$\frac{SMH}{h} = \sin\alpha + \frac{\cos\alpha \sin(i-\alpha)}{\sqrt{n^2 - \sin^2(i-\alpha)}}$$

$$t \times \frac{V}{h} = \sqrt{n^2 - \sin^2(i-\alpha)} - \cos(i-\alpha)$$

t étant la différence de temps entre l'onde et une onde qui arriverait au sismographe sans quitter le milieu de vitesse V qui existe en-dessous de Moho


-09
-07
-05
-03
0
02
04
06
08
1
Temps observé _Temps calculé
Amplitude enregistrée
Puycelci
Penne
Raynal
Mouillac
Escamps
St Géry
Cras
Frayssinet

L'angle i est donné par les tables de Romney - pour cette distance :

$$i = 55° 54'$$

Pour des angles valant ± 20°, ± 10°, 0, nous obtenons :

α	20	10	0	-10	-20
$\frac{SMV}{h}$	0,77221	0,87381	1	1,14791	1,30224
$\frac{SMH}{h}$	0,80216	0,80318	0,79238	0,75134	0,65408
$\frac{t}{h}$	0,048429	0,053438	0,060549	0,070442	0,083916

Comme nous l'avons indiqué dans le premier chapitre, nous ne pouvons obtenir par cette méthode que des variations de profondeur de Moho. Il faut donc faire une hypothèse supplémentaire :

Nous allons supposer que, pour la station Frayssinet, la dernière de notre profil, la croûte a une épaisseur de 30 Km. Cette hypothèse est évidemment très arbitraire, nous supposons pour cela que, premièrement, la discontinuité de Mohorovicic est redevenue plane et horizontale dans cette station, ce qui est confirmé par la suite de nos calculs, mais aussi que la profondeur "normale" de Moho est de 30 Km dans cette région. A défaut de meilleures indications, nous acceptons cette valeur.

Le temps mis par l'onde pour parcourir ces trente kilomètres de croûte, le pendage étant supposé nul, est de

$$t = 0,060549 \times 30 = 1,81647 \text{ s.}$$

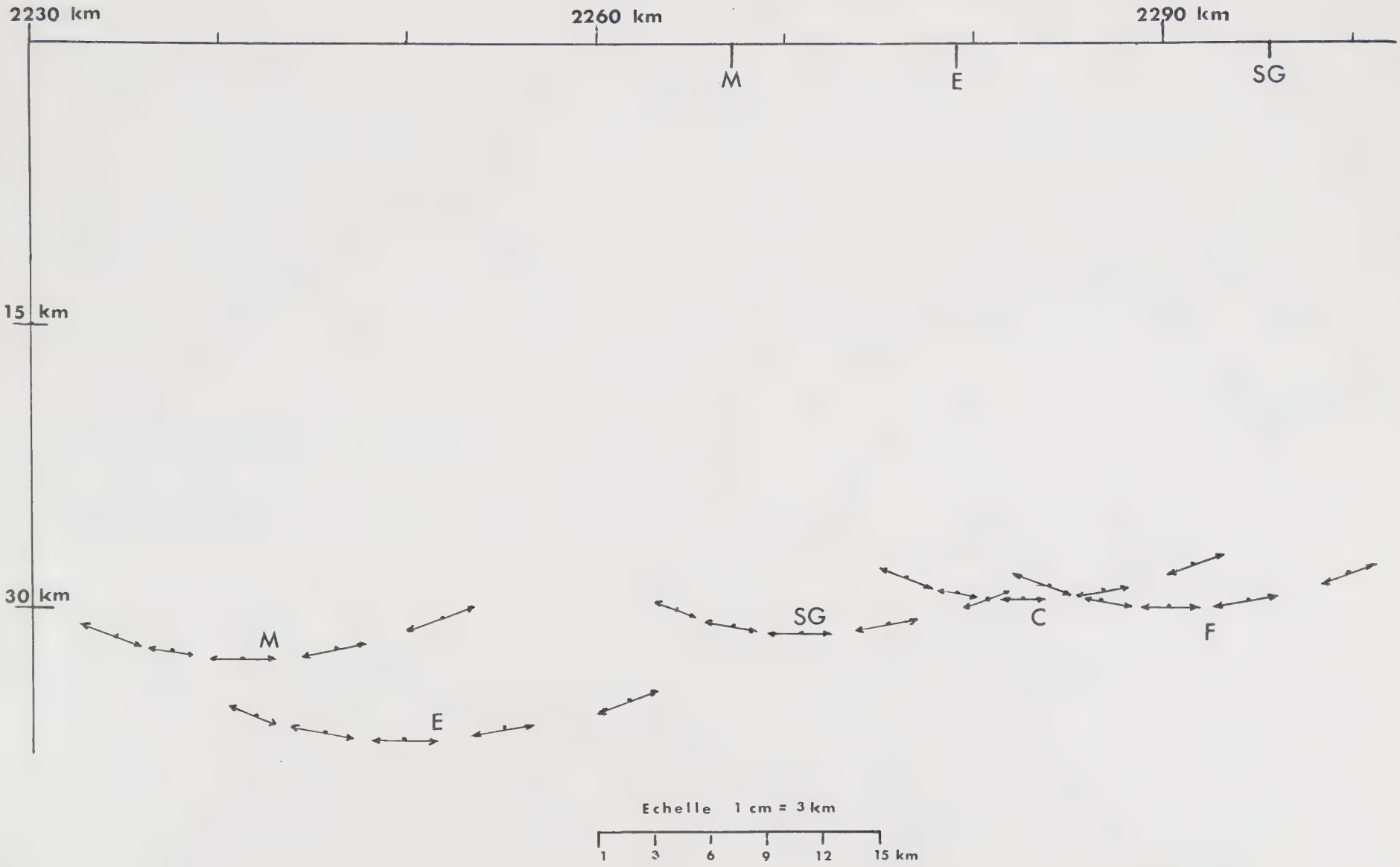
Connaissant les écarts de temps entre les stations, nous obtenons alors le temps mis pour traverser la croûte en-dessous des diverses stations. Un calcul simple permet de voir facilement, en chaque station, la position du point de réfraction pour les différentes valeurs du pendage.

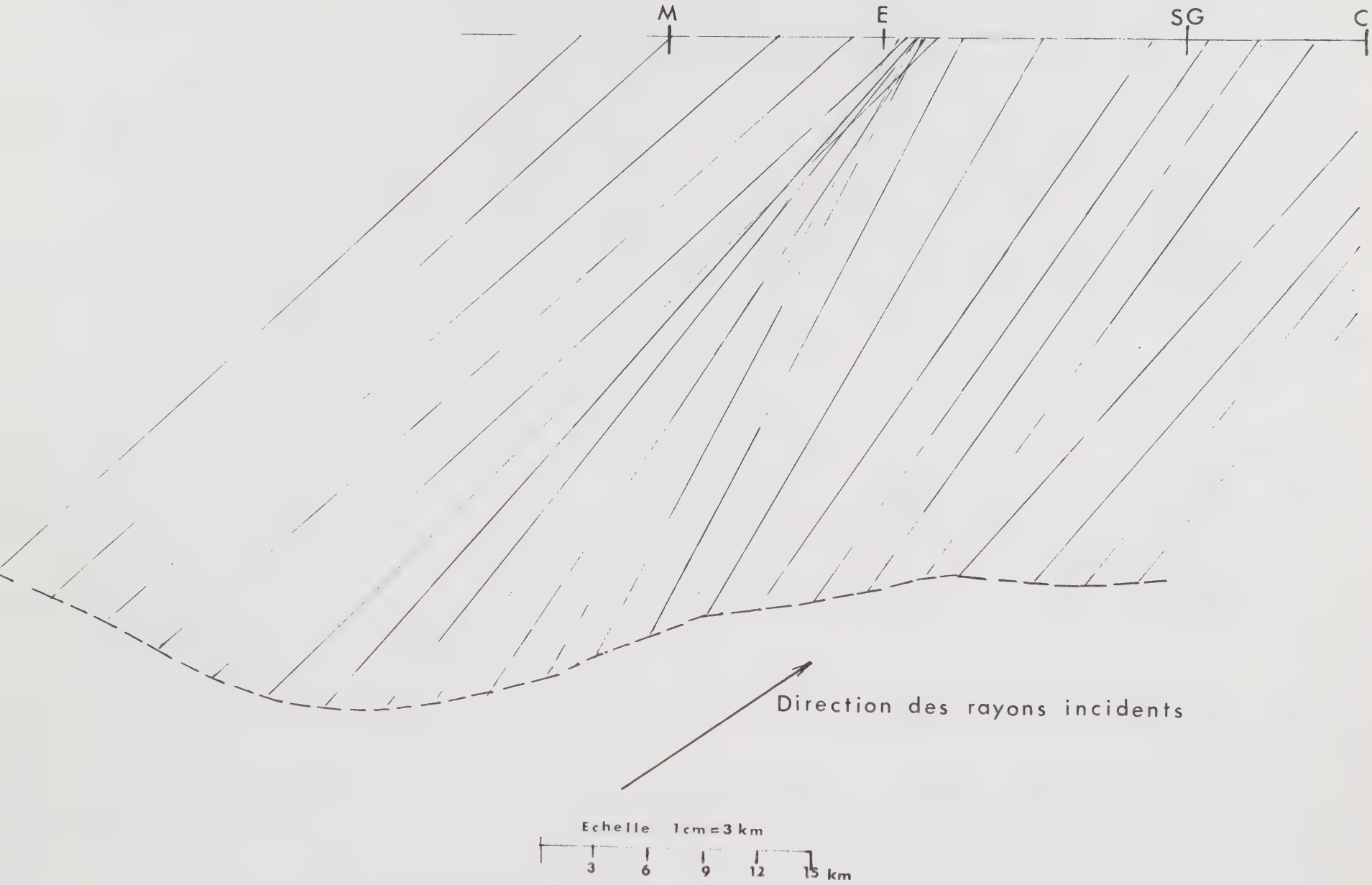
	α	20	10	0	-10	-20
Mouillac	SMV	31,52	32,32	32,64	32,21	30,67
	SMH	32,74	29,71	25,87	21,08	15,41
Escamps	SMV	35,62	36,73	37,10	36,61	34,86
	SMH	37,21	33,76	29,40	23,96	17,51
St Géry	SMV	30,24	31,01	31,32	30,90	29,43
	SMH	31,41	28,50	24,82	20,23	14,78
Cras	SMV	28,49	29,21	29,50	29,11	27,72
	SMH	29,59	26,85	23,38	19,05	13,92
Frayssinet	SMV	28,96	29,70	30,00	29,60	28,19
	SMH	30,09	27,30	23,77	19,37	14,16

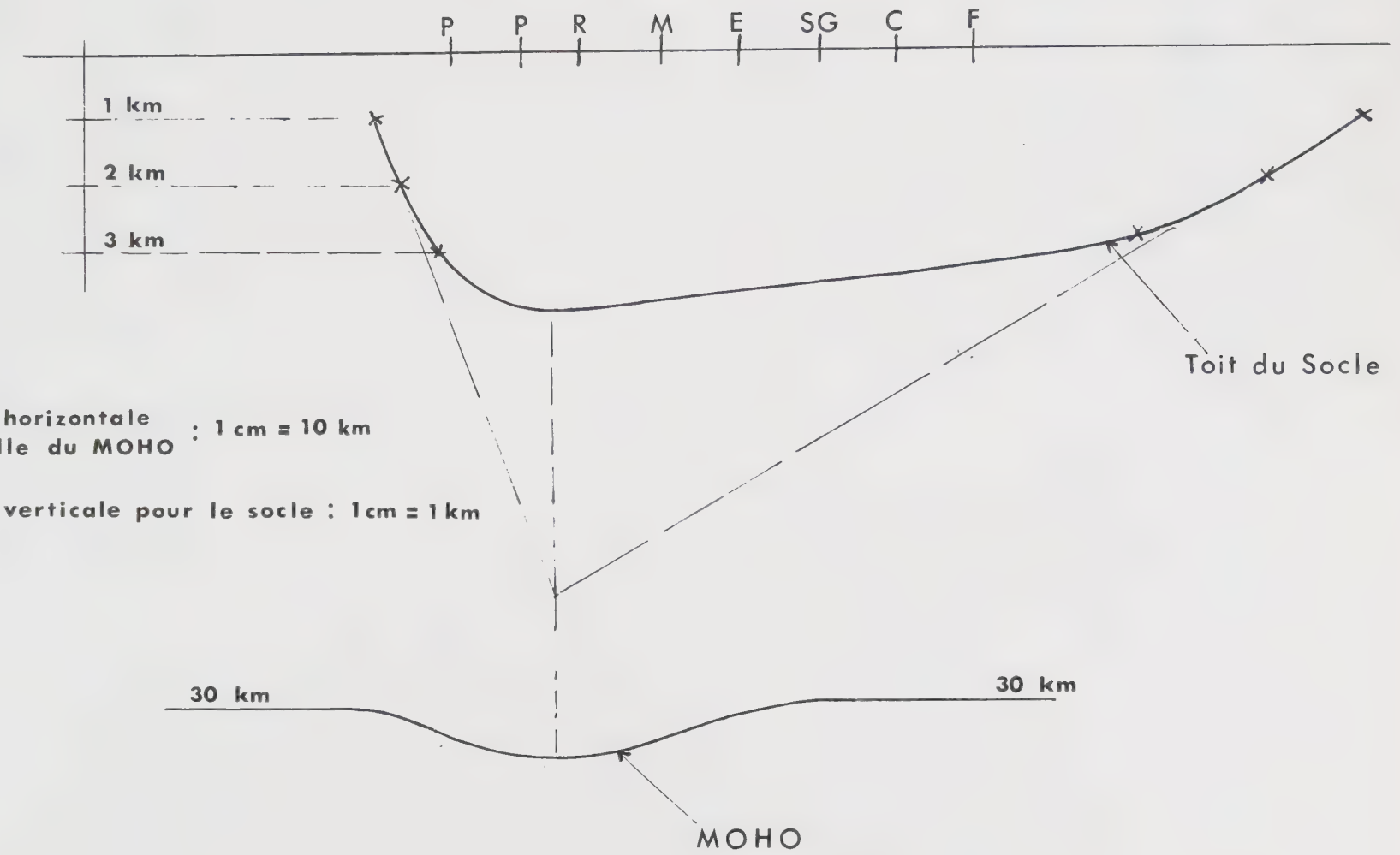
A l'aide de ces valeurs, nous pouvons tracer une série de points de passage possible de la discontinuité de Mohorovicic. Il est alors tentant de tracer une allure de cette discontinuité.

Pour rendre compte de la marche des rayons sismiques, nous avons tracé un faisceau parallèle de rayons arrivant en-dessous de Moho en faisant l'angle 55°54', puis nous avons calculé l'angle des rayons réfractés dans la croûte. Le schéma représentant ces rayons montre une très nette accumulation de rayons au voisinage de la station d'Escamps. La courbure de la discontinuité de Mohorovicic explique donc parfaitement la courbe de variation des amplitudes enregistrées, au moins de façon qualitative.

Nous obtenons un creux dans la discontinuité de Mohorovicic, dont la profondeur est d'environ 6 Km. Une telle interprétation peut paraître très arbitraire : ne pourrait-on trouver pour chaque réception de signaux une"mohographie" convenable qui expliquerait tout à bon compte ? Il faudrait bien entendu faire une série d'expériences, par exemple enregistrer un séisme venant d'une direction perpendiculaire à la précédente et vérifier si le même phénomène se produit toujours. Malheureusement, ce genre d'expérience est peu réalisable. Nous l'avons cependant tenté, mais en vain. Nous avions appris que les U.S.A. devaient procéder à une explosion nucléaire expérimentale. Nous aurions ainsi pu avoir un signal venant


2230 km
2260 km
2290 km
M
E
SG
15 km
30 km
M
E
SG
C
F
Echelle 1 cm = 3 km
1
3
6
9
12
15 km


M
E
SG
C
Direction des rayons incidents
Echelle 1cm=3 km
3
6
9
12
15 km


P
P
R
M
E
SG
C
F
1 km
2 km
3 km
Toit du Socle
Echelle horizontale
et Echelle du MOHO : 1 cm = 10 km
Echelle verticale pour le socle : 1cm = 1 km
30 km
30 km
MOHO

du Nord-Ouest, malheureusement, le tir a été remis de jour en jour, il a fallu faire rentrer les équipes d'enregistrement à Paris et le tir a eu lieu juste après leur retour.

Une autre difficulté est qu'il est peu pensable de vérifier cette mohographie avec d'autres méthodes géophysiques. Voici par exemple l'ordre de grandeur de l'anomalie gravimétrique :

Supposons que le creux de 6 Km de profondeur ait une largeur et une longueur de 10 Km, le volume correspondant est de $6 \cdot 10^{17} cm^3$, la différence des densités entre le manteau et la croûte peut être prise égale à 0,5 (3,2 pour le manteau et 2,7 pour la croûte),la masse est donc de $3 \cdot 10^{17} g$. L'anomalie dans la valeur de g due à cette masse que nous supposerons ponctuelle et à 30 Km de profondeur est de :

$$g = \frac{G\,m}{r^2} = \frac{200}{3}\ 10^{-9} \cdot \frac{3 \cdot 10^{17}}{(3 \cdot 10^{6})^2} \text{ gal} \simeq 2 \text{ milligal}$$

Cette estimation grossière suffit à fixer l'ordre de grandeur et à montrer que cette anomalie ne sera pas visible sur une carte gravimétrique.

De même, il ne faut pas espérer pouvoir utiliser des méthodes magnétiques. Une expérience de sismique réfraction ne donnerait de résultats qu'en exploitant les mesures d'une façon analogue à ce que nous venons de faire.

La sismique réflexion pourrait, en théorie, nous fournir des renseignements, malheureusement, la mise en évidence de réflexion verticale sur Moho est très difficile et pour le moins très douteuse.

Cependant, la correspondance entre les anomalies de temps et les variations de l'amplitude, correspondance que l'on retrouve d'ailleurs dans des cas analogues en sismique réflexion est à notre avis très forte. Il est, de plus, possible de trouver une corrélation géologique très nette.

Nous avons indiqué, au début de ce chapitre, que nous avions placé nos stations à l'aide d'une carte du socle. L'alignement de nos stations traverse une dépression du toît du socle, qui, sur des distances relativement faibles, s'enfonce de 500 m à plus de 3 000 m. Cette dépression,

qui a la forme d'un ovale dirigé grossièrement Nord-Sud, est à peu près symétrique par rapport à un axe Nord-Sud mais non par rapport à un axe Est-Ouest. La descente est beaucoup plus rapide du côté Sud que du côté Nord. Nous avons cherché où se trouvait le point le plus bas de la cuvette du socle. Pour cela, nous avons tracé les droites de plus grande pente aux extrémités Sud et Nord de cette dépression (ce sont bien, expérimentalement, des droites) et nous avons placé le point le plus bas de la cuvette à l'aplomb du point de rencontre de ces deux droites (voir fig.) mais évidemment à une profondeur moindre puisque le fond de la cuvette doit se trouver entre 3 000 et 4 000 m d'après la carte du socle.

Nous constatons alors que ce point le plus bas de la cuvette se trouve au-dessus du point le plus bas de Moho, il y a correspondance entre les deux anomalies du toît du socle d'une part, et de la dicontinuité de Mohorovicic d'autre part.

Nous devons aussi noter un point important : dans notre chapitre de généralités, nous avons indiqué que, pour des raisons de contraste de vitesse, la discontinuité qui devait intervenir de façon prédominante était la discontinuité de Mohorovicic. C'est pour cela que nous attribué la cause de toute l'anomalie à la Mohographie et non pas à une discontinuité de Conrad ou à une discontinuité socle-sédiment. Moyennant cette hypothèse, nous trouvons une correspondance entre la structure de la croûte et la Mohographie. Si nous avions essayé d'expliquer l'anomalie par une autre discontinuité, il n'aurait plus été possible de faire d'interprétation géologique.

En résumé :

Dans le Tarn et Garonne, une double anomalie, sur le temps d'arrivée des signaux et sur leur amplitude, est expliquée par une structure convenable de la discontinuité de Mohorovicic.

La Mohographie correspondante est en relation très nette avec la structure du haut de la croûte terrestre telle qu'elle est donnée par la carte du socle, montrant un épaississement de la croûte terrestre à l'aplomb d'un épaississement important des couches sédimentaires.

CHAPITRE IV

DONNEES SUR LA PROVENCE

En Provence, exactement dans le département du Var, nous avons eu l'occasion d'enregistrer plusieurs séries de signaux sismiques. Ces signaux peuvent être divisés en deux catégorie, d'une part des signaux provenant de sources lointaines, en particulier des séismes du Hoggar (distance légèrement supérieure à 2 000 Km), d'autre part des signaux proches, soit des explosions de grenades sous-marines au large de Toulon, soit des tirs dans des lacs (Lac de L'Eychauda, explosion de 2 Tonnes organisée par nos soins ; Lac Nègre, plusieurs tirs organisés par l'Association Française de Sismologie expérimentale...)

Nous avons donc pu rassembler un matériel important pour l'étude sismologique de cette région. Ce matériel, déjà exploité, au moins partiellement dans les publications [3, 6, 27, 32] et dans les Diplômes préparés actuellement à l'Ecole Normale Supérieure, nous permettra de publier une étude générale du département du Var au point de vue sismique. Nous ne voulons donner ici que la partie correspondant à l'utilisation de notre méthode générale et définir ainsi une allure possible de la Mohographie varoise.

Les signaux que nous avons pu utiliser dans ce but proviennent en grande majorité d'un séisme du Hoggar (en réalité une explosion nucléaire). Le tableau de la page suivante précise les stations que nous avons tenues, la distance épicentre-station, l'heure de l'arrivée lue ainsi que l'heure d'arrivée corrigée en tenant compte des écarts dus à l'altitude. On remarquera que les stations sont constituées,d'une part de notre station tripartite de Provence (Lorgues - Saint Paul - La Mourre), d'autre part

de quatorze stations mobiles installées spécialement en vue de cette réception. (La correction d'altitude a été faite en ramenant toutes les altitudes au niveau de la mer).

Station	Distance	Temps de la 1è arrivée	Temps après correction d'altitude
Ile du Levant	2 107,4	$4^m23^s,15$	$4^m23^s,11$
Cap Sicié	2 107,7	$4^m23^s,23$	$4^m23^s,20$
Pierre d'Avenon	2 120,7	$4^m24^s,00$	$4^m23^s,87$
Puîts d'Encastre	2 128,5	$4^m25^s,10$	$4^m24^s,96$
Capelude	2 132,1	$4^m25^s,64$	$4^m25^s,53$
Méounes	2 136,3	$4^m25^s,48$	$4^m25^s,37$
Pignans	2 139,4	$4^m26^s,63$	$4^m26^s,55$
Cannet des Maures	2 142,7	$4^m26^s,86$	$4^m26^s,84$
La Mourre	2 142,9	$4^m26^s,60$	$4^m26^s,50$
Lorgues	2 153,5	$4^m28^s,00$	$4^m27^s,97$
Esterel	2 158,0	$4^m28^s,14$	$4^m28^s,10$
Pourrières	2 159,2	$4^m28^s,20$	$4^m28^s,09$
Tourtour	2 167,2	$4^m29^s,26$	$4^m29^s,10$
Saint Paul	2 167,6	$4^m29^s,30$	$4^m29^s,20$
Tanneron	2 172,1	$4^m29^s,49$	$4^m29^s,46$
Vérignon	2 176,1	$4^m30^s,90$	$4^m30^s,64$
Plan de Canjuers	2 186,1	$4^m31^s,18$	$4^m30^s,92$

L'ensemble de ces points se place, dans un diagramme représentant la distance épicentrale en fonction du temps de parcours, sur une droite dont l'équation est :

$$t = 43,30 + \frac{\Delta}{9,60}$$

Emplacement des stations utilisées en Provence

dans laquelle les temps sont en secondes et les distances en kilomètres.

Cette équation nous donne tout d'abord la vitesse apparente des ondes, soit 9,60 Km/s. Nous remarquons que cette vitesse correspond tout à fait à la vitesse apparente donnée par les tables. On retrouve, en effet, la même vitesse apparente pour 2 150 Km, distance moyenne à l'épicentre de notre ensemble de stations, à l'aide de la table de Jeffrey's Bullen (cf. l'appendice du 1er Chapitre). Cependant, la courbe de variation de vitesse apparente en fonction de la distance montre que celle-ci est particulièrement forte pour des distances ayant cet ordre de grandeur. Aussi, comme pour établir cette valeur moyenne, il a fallu faire un "lissage" de la table de Jeffrey's Bullen, il vaut mieux revenir directement à ces tables pour calculer les temps théoriques de propagation. Le tableau suivant donne les temps ainsi calculés et les différences entre les temps observés et les temps calculés.

Stations	Temps Calculés	Différence : temps calculé - temps observé
Ile du Levant	$4^m25^s,07$	- 1,96
Cap Sicié	$4\ 25^s,11$	- 1,91
Pierre d'Avenon	$4\ 26^s,44$	- 2,57
Puîts d'Encastre	$4\ 27^s,25$	- 2,29
Capelude	$4\ 27^s,62$	- 2,09
Méounes	$4\ 28^s,06$	- 2,69
Pignans	$4\ 28^s,38$	- 1,83
Cannet des Maures	$4\ 28^s,72$	- 1,88
La Mourre	$4\ 28^s,74$	- 2,24
Lorgues	$4\ 29^s,84$	- 1,87
Esterel	$4\ 30^s,30$	- 2,20
Pourrières	$4\ 30^s,43$	- 2,34
Tourtour	$4\ 31^s,25$	- 2,15
Saint Paul	$4\ 31^s,29$	- 2,09
Tanneron	$4\ 31^s,76$	- 2,30
Vérignon	$4\ 32^s,17$	- 1,53
Plan de Canjuers	$4\ 33^s,21$	- 2,29

Parmi ces différentes stations, nous constatons que huit d'entre elles (Ile du Levant - Pierre d'Avenon - Capelude - Cannet des Maures - Lorgues - Tourtour - Vérignon - Plan de Canjuers) sont alignées sur un axe Sud-Nord, axe correspondant à la direction d'arrivée des signaux. Nous allons d'abord considérer les signaux de ces huit stations et faire un calcul similaire à celui que nous avons fait pour expliquer les anomalies de propagation dans le Tarn et Garonne.

Tout d'abord, ce que nous devons considérer est, non pas la différence entre le temps d'arrivée calculé et le temps d'arrivée observé, mais l'écart entre ces différences d'un point à l'autre. Nous prendrons les écarts entre la station de Tourtour et les autres.

Station	Différence	Ecart
Ile du Levant	- 1,96	+ 0,19
Pierre d'Avenon	- 2,57	- 0,42
Capelude	- 2,09	+ 0,06
Cannet des Maures	- 1,88	+ 0,27
Lorgues	- 1,87	+ 0,28
Tourtour	- 2,15	0
Vérignon	- 1,53	+ 0,62
Plan de Canjuers	- 2,29	- 0,14

Comme précédemment, nous allons tracer le tableau donnant SMV/h, SMH/h, T/h, pour différentes valeurs de l'angle α, pendage de la discontinuité de Mohorovicic, grâce aux formules :

$$\frac{SMV}{h} = \cos \alpha - \frac{\sin \alpha \sin (i - \alpha)}{\sqrt{n^2 - \sin^2 (i - \alpha)}}$$

$$\frac{SMH}{h} = \sin \alpha + \frac{\cos \alpha \sin (i - \alpha)}{\sqrt{n^2 - \sin^2 (i - \alpha)}}$$

$$\frac{T \cdot V}{h} = \sqrt{n^2 - \sin^2 (i - \alpha)} - \cos (i - \alpha)$$

L'angle i est l'angle d'émergence des ondes en-dessous de la discontinuité de Mohorovicic, soit, en tenant compte de la vitesse de 9,60 Km/s :

$$i = 56° 26', 58$$

nous obtenons :

α	20	10	0	-10	-20
$\frac{SMV}{h}$	0,76949	0,87237	1	1,14921	1,30405
$\frac{SMH}{h}$	0,80964	0,81132	0,80065	0,75869	0,65905
$\frac{T}{h}$	0,048656	0,053765	0,061007	0,071074	0,084766

Nous devons maintenant choisir notre "échelle" de profondeur pour la discontinuité de Mohorovicic, c'est-à-dire, prendre, assez arbitrairement d'ailleurs, une station en-dessous de laquelle nous supposerons connue la profondeur de cette discontinuité. Nous avons pris pour cela la station de Tourtour. La raison de ce choix est que cette station est la plus proche du point de tir qui soit dégagée complètement des influences possibles du massif des Maures. Nous supposerons donc que l'épaisseur de la croûte terrestre est de 30 Km (et, de plus, qu'elle est horizontale en cet endroit) et nous calculerons l'ensemble de la Mohographie par rapport à cette valeur.

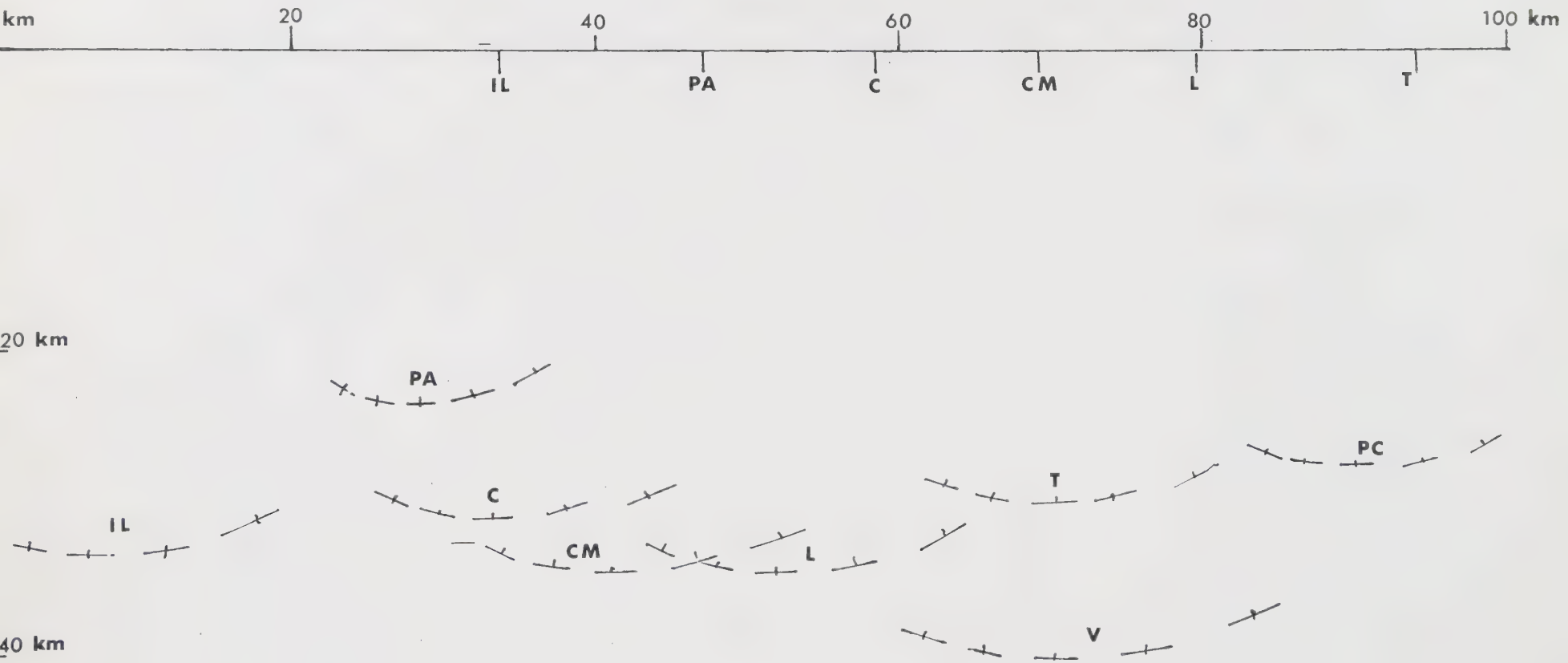
Le temps mis par l'onde pour parcourir cette épaisseur de 30 Km, le pendage étant supposé nul, est de :

$$t = 0,061007 \times 30 = 1,8302 \text{ s.}$$

Connaissant les écarts de temps entre les stations, nous obtenons alors le temps mis par les ondes pour traverser la croûte et atteindre les diverses stations, et le tableau précédent nous permet d'avoir la position du point de réfraction pour chaque valeur du pendage dans les différentes stations

α		20	10	0	-10	-20
Ile du Levant	SMV	31,95	32,78	33,11	32,67	31,08
	SMH	33,62	30,49	26,51	21,56	15,71
Pierre d'Avenon	SMV	22,30	22,88	23,12	22,80	21,69
	SMH	23,47	21,28	18,51	15,05	10,96
Capelude	SMV	29,89	30,67	30,98	30,56	29,08
	SMH	31,45	28,52	24,81	20,18	14,70
Cannet des Maures	SMV	33,21	34,08	34,43	33,96	32,31
	SMH	34,95	31,69	27,56	22,42	16,33
Lorgues	SMV	33,37	34,24	34,59	34,12	32,46
	SMH	35,11	31,84	27,69	22,53	16,41
Tourtour	SMV	28,94	29,70	30,00	29,59	28,16
	SMH	30,45	27,62	24,02	19,54	14,23
Vérignon	SMV	38,75	39,76	40,16	39,62	37,69
	SMH	40,77	36,97	32,16	26,16	19,05
Plan de Canjuers	SMV	26,73	27,42	27,71	27,33	26,00
	SMH	28,13	25,51	22,18	18,04	13,14

Nous avons réparti tous ces points,avec la direction correspondante du pendage, sur un graphique. La première impression, à la vue de ce graphique est qu'il y a deux anomalies correspondant aux stations de la



Position possible de la discontinuité de MOHOROVICIC

Pierre d'Avenon (notée PA sur le graphique) et de Vérignon (V). L'une de ces courbes est beaucoup plus haute que la moyenne et la deuxième plus basse. On doit évidemment se demander si, malgré les précautions que nous avons pu prendre, une double erreur ne s'est pas glissée dans les déterminations faites.

Deux erreurs sont effectivement possibles :

- 1) Nous n'avons pas tenu compte de la géologie de surface ; dans le chapitre de généralités, nous disions qu'il faut tenir compte des retards introduits près de la surface du sol, ce que nous n'avons pas fait ici. Dans les deux autres exemples donnés (Tarn et Garonne et Normandie) cette erreur, si elle se produit, n'a qu'une importance réduite étant donné que nous avons soigneusement installé nos stations en des régions géologiquement équivalentes, au moins en surface. Dans le Var, au contraire, nous avons une région cristalline (les stations du Sud : Ile du Levant, Pierre d'Avenon, Capelude sont sur du gneiss , le Cannet des Maures sur du grès très proche du gneiss)et une région calcaire (les autres stations, au Nord). Nous pouvons évaluer l'erreur faite en introduisant à la place d'une couche granitique (dont nous prendrons la vitesse égale à 6 Km/s) une couche sédimentaire (où nous supposerons qu'elle est de l'ordre de 4 Km/s). Nous avons vu dans le premier chapitre que l'erreur est de :

$$\Delta T = \frac{h}{V_1} \cdot \frac{\sin (\alpha - i)}{\sin i}$$

où h représente la hauteur de sédiment ayant remplacé le granite, V_1 la vitesse dans le granite, α et i les angles faits par le rayon sismique avec la normale respectivement dans h granite et dans le sédiment. Les angles α et i se déduisent facilement de la loi de Descartes appliquée au rayon incident, faisant un angle d'environ 56° en-dessous de la discontinuité de Mohorovicic.

Nous trouvons facilement la relation approximative :

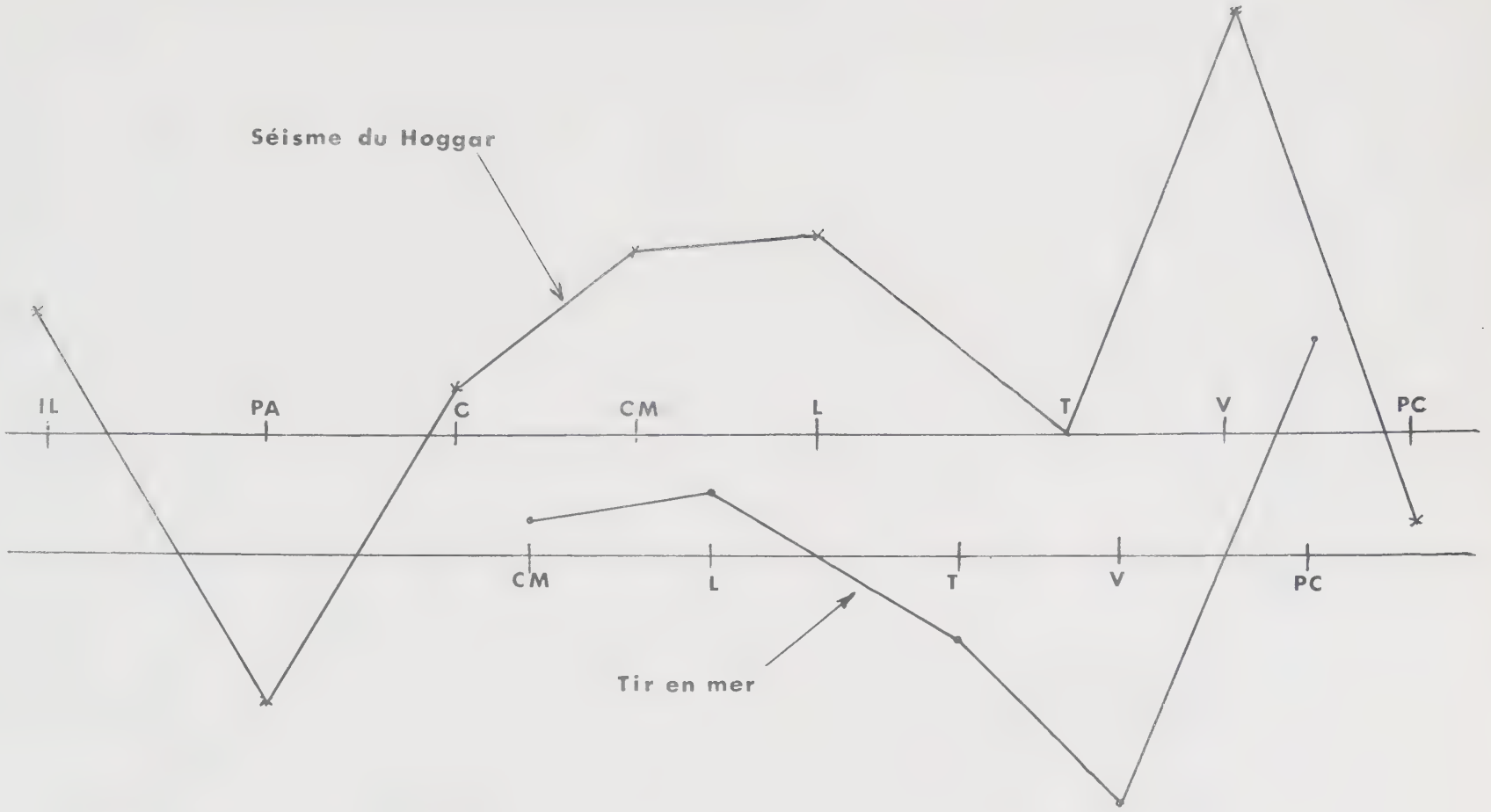
$$\Delta T = \frac{h}{10}$$

où ΔT est en secondes et h en kilomètres.

L'écart entre la station de Vérignon et les stations installées sur le granite est de l'ordre de 0,6 seconde (variant de 0,4 à 1 seconde) donc correspondrait, dans cette hypothèse,à 6 Km d'épaisseur de sédiment. Ce résultat serait à la rigueur possible, quoique les valeurs numériques choisies pour cette approximation correspondent à une valeur minimum de l'épaisseur sédimentaire qui serait supérieure à 6 Km. Mais il est par contre absurde que Vérignon ait un écart aussi grand avec les stations voisines (Tourtour : 0,6 seconde, Plan de Canjuers : 0,8 seconde) alors que ces deux stations encadrent Vérignon au Nord et au Sud et sont situées dans des contrées géologiques voisines : si nous devions expliquer cet effet par l'existence d'une couche sédimentaire, il faudrait supposer une variation d'épaisseur de cette couche de 6 à 8 Km sur des distances de 10 Km au milieu du Plateau de Canjuers. Nous reculons devant cette hypothèse et,par conséquent, nous ne pouvons pas admettre que l'anomalie de Vérignon soit due à une variation de la structure géologique de surface. De plus, cette explication ne peut absolument pas être appliquée à la station de la Pierre d'Avenon, qui se trouve placée, sur le socle, dans les mêmes conditions géologiques que ses voisines

- 2) La deuxième cause d'erreur est encore plus simple : il y a une erreur sur le temps, soit à la lecture, soit à l'enregistrement. On devinera facilement qu'après avoir constaté cette double anomalie, nous nous sommes empressés de vérifier une fois de plus la lecture.

Nous avons heureusement un autre moyen de vérifier ces temps, au moins en partie. Le 18 Avril 1963[6], nous avons enregistré l'explosion d'une grenade sous-marine en mer, au Sud de nos stations. On trouvera page suivante les données de distance, ainsi que les temps d'arrivée



Ecarts de temps le long du profil traversant la Provence

Courbe supérieure : Séisme du Hoggar

Courbe inférieure : Tir de grenades sous-marines en mer

de l'onde Pn (arrivée seconde d'ailleurs).

Station	Distance	Temps de parcours de l'onde Pn	
		lus	corrigés par l'alt.
Cannet des Maures	87,7	19,88	19,86
Lorgues	98,7	21,18	21,15
Tourtour	113,7	22,78	22,62
Vérignon	123,2	23,71	23,45
Plan de Canjuers	133,0	25,51	25,25

Les Pn sont représentées approximativement par une droite dans le plan T, Δ. Cette droite, calculée par la méthode des moindres carrés, a pour équation :

$$T = 9,91 + \frac{\Delta}{8,86}$$

Nous remarquons évidemment que la vitesse trouvée de 8,86 Km/s est très élevée, elle doit correspondre à un pendage marqué de Moho, qui remonterait vers le Nord, au moins dans l'approximation sommaire courante qui consiste à prendre une discontinuité de Mohorovicic plane mais non horizontale, hypothèse qui, comme nous allons le montrer par la suite, doit être rejetée en raison de la présence du Massif des Maures sur le trajet des ondes.

Les écarts de temps, définis ici comme étant la différence entre les temps observés et les temps calculés à l'aide de la droite moyenne trouvée précédemment sont indiqués à la page suivante.

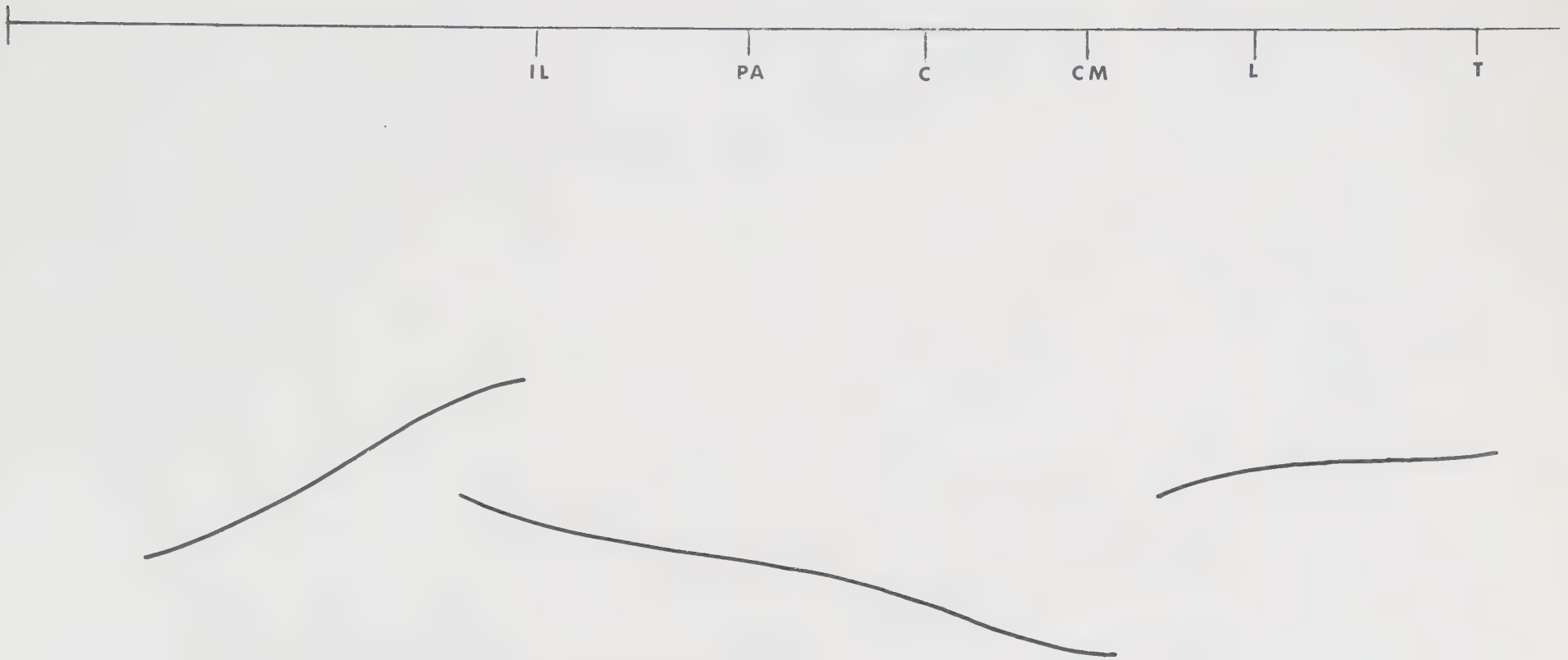
Nous avons été obligés ici de calculer les écarts de temps par rapport à la droite moyenne et non par rapport à une table - en effet les tables de propagation sont très bonnes à grande distance, mais très mauvaises pour des distances faibles étant donné la très grande importance

que prennent alors les conditions géologiques locales de la croûte.

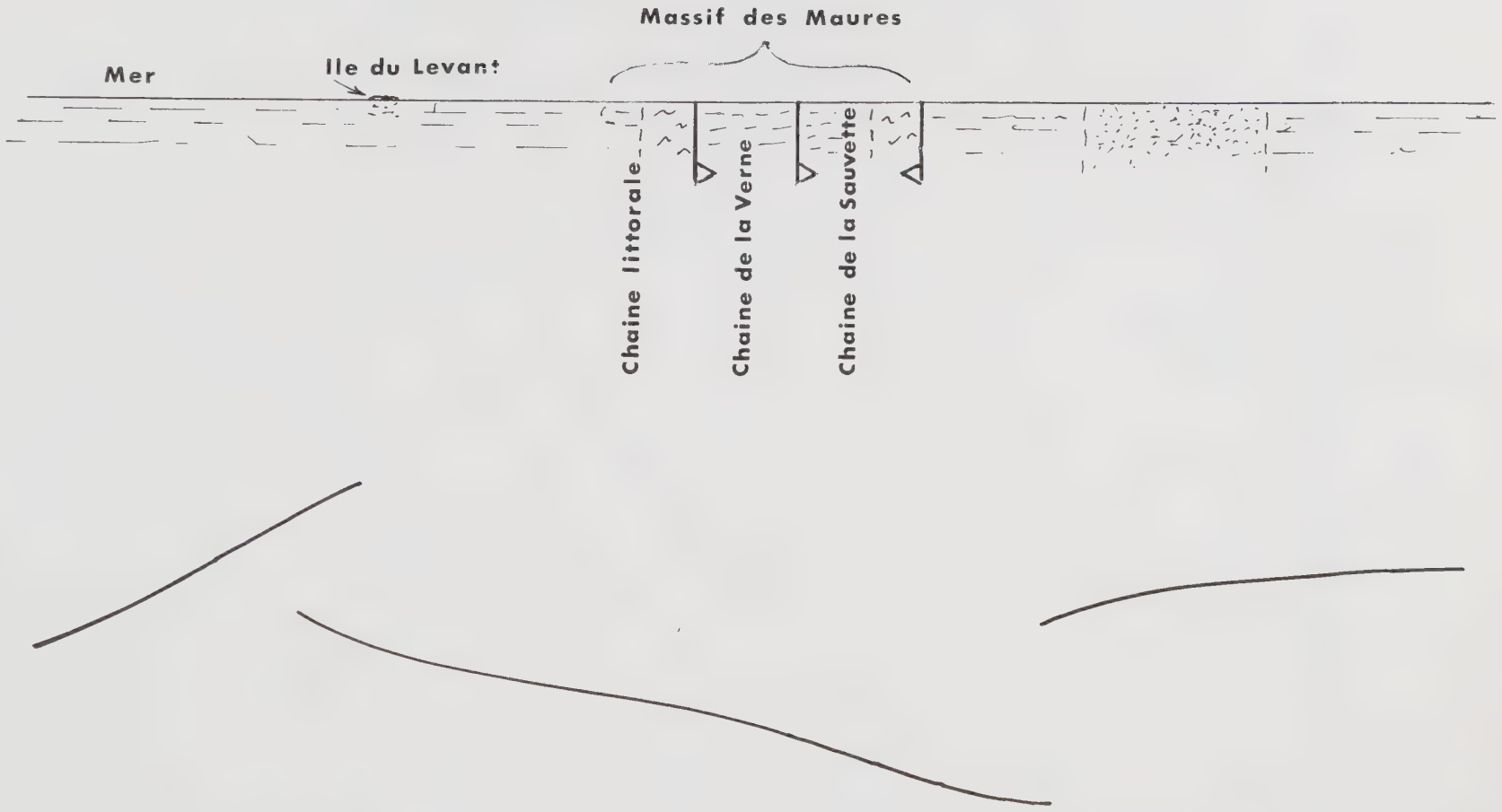
Cannet des Maures	+ 0,05 s
Lorgues	+ 0,10 s
Tourtour	- 0,12 s
Vérignon	- 0,37 s
Plan de Canjuers	+ 0,33 s

La superposition brutale des écarts de temps obtenus dans les deux cas n'indique pas une très bonne corrélation. Mais cette superposition n'a pas de sens : nous attribuons les anomalies à la discontinuité de Mohorovicic, c'est donc au niveau de cette discontinuité que nous devons superposer les écarts de temps. Pour calculer l'effet correspondant, nous allons supposer en première approximation que la croûte a une épaisseur constante, que nous prendrons égale à 30 Km. Moyennnant cette hypothèse, nous pouvons calculer à combien de kilomètres au Sud de chaque station l'onde va percer la discontinuité de Mohorovicic et comparer les écarts de temps de ces deux séries d'enregistrements au niveau de cette surface. Le calcul indique que les points correspondant au tir en mer doivent être décalés vers le Sud de 6,6 Km par rapport aux points correspondants du séisme du Hoggar. La figure ci-jointe montre le résultat que nous obtenons (les courbes ont été décalées verticalement l'une par rapport à l'autre pour qu'elles ne s'enchevètrent pas). La corrélation obtenue est alors excellente, surtout étant donné la simplicité des hypothèses que nous avons faites pour cette première approximation.

Nous retrouvons le même ordre de grandeur pour les écarts de temps dans les deux cas, au moins dans la partie Nord du profil, où nous possédons les valeurs des temps de parcours correspondant au tir en mer. Il est dommage que le tir en mer n'ait pu être enregistré aussi dans la partie Sud du profil.Quoi qu'il en soit, l'anomalie de l'écart de temps observée à la station de Vérignon est bien confirmée par ce tir, nous



Structure de la discontinuité de MOHOROVICIC



Corrélation entre la géologie et la mohographie en Provence

admettrons donc que les deux anomalies, celle de Vérignon et celle de la Pierre d'Avenon,sont bien réelles et doivent être expliquées par la structure de la croûte terrestre.

Nous revenons donc à la figure représentant les diverses positions possibles de la discontinuité de Mohorovicic par rapport à chaque station.

Il faut trouver une structure globale de cette discontinuité, structure qui doit passer, pour chaque station, par un des points correspondant à la station. Il y a évidemment une indétermination très grande, sur laquelle nous avons déjà insisté, qui doit être levée en prenant une discontinuité suffisamment régulière pour être acceptable géologiquement. Cela nous est impossible ici, nous devons introduire des failles. Le schéma qui satisfait le mieux aux conditions de régularité est formé de trois segments :

1) Au Sud : stations de l'Ile du Levant et de la Pierre d'Avenon, une discontinuité de Mohorovicic s'enfonçant vers le Sud,

2) Au centre : stations de Capelude, Cannet des Maures, Lorgues, Vérignon, discontinuité s'enfonçant vers le Sud,

3) Au Nord : stations de Tourtour et du Plan de Canjuers, discontinuité à peu près horizontale.

Il est indispensable de comparer immédiatement la mohographie obtenue avec la géologie de surface. Nous avons reproduit une carte géologique de Provence due à MM. Auboin et Menessier[5]. Cette carte est à la même échelle que nos schémas montrant la structure de la croûte terrestre, nous avons représenté sur une même figure une coupe géologique schématique le long de notre profil et la structure de Mohorovicic obtenue.

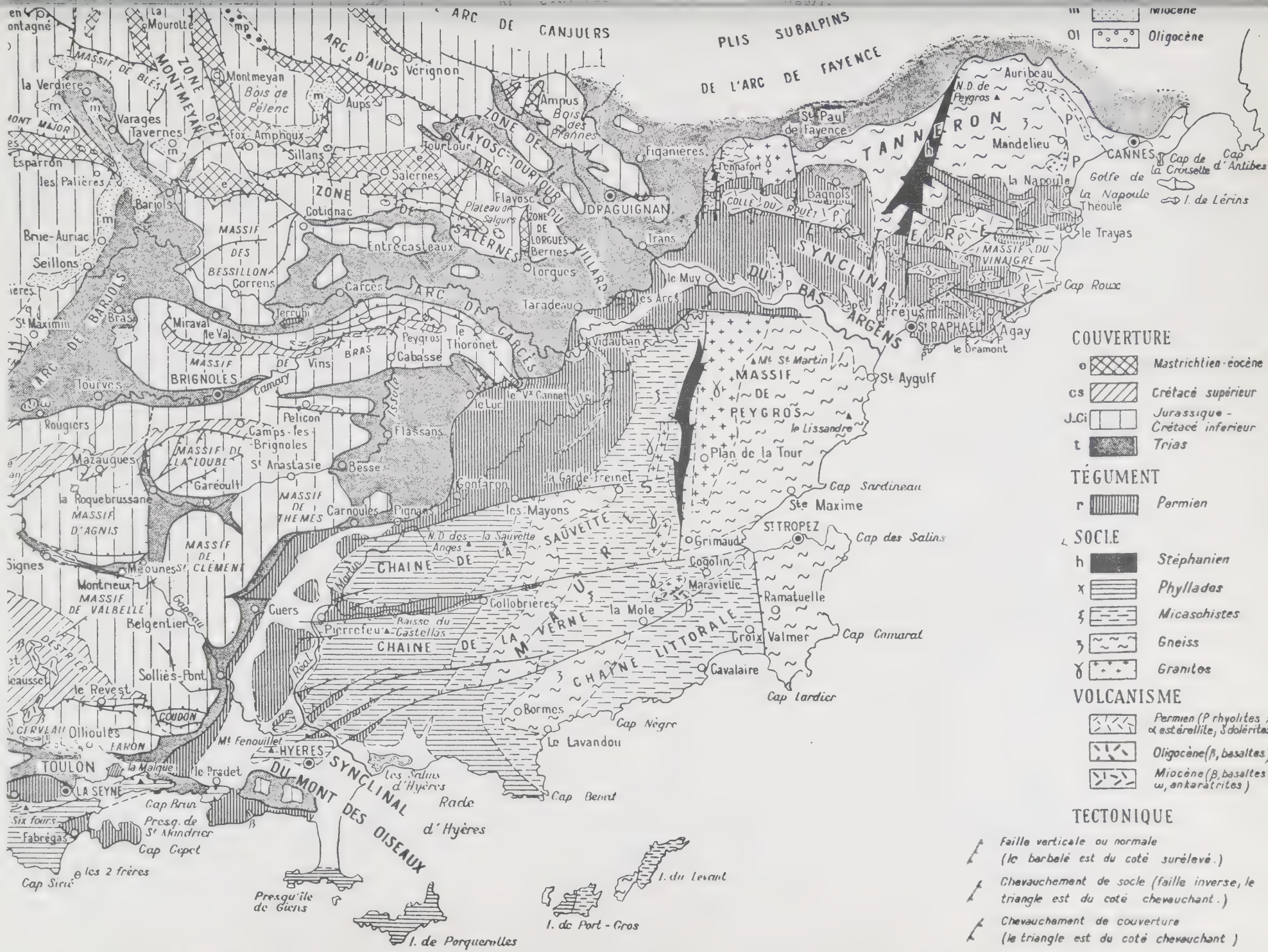
La faille Nord que nous avons trouvée dans Mohorovicic correspond incontestablement avec la faille Nord des Maures, limitant la chaîne de la Sauvette et la séparant du Permien de la vallée de l'Aille. Il est évidemment plus difficile, voire impossible, de trouver une corrélation entre la faille Sud et la géologie de surface étant donné que nous sommes

en-dessous de la mer. Il est toutefois connu des géologues que dans cette région doit passer une faille importante (similaire à la faille Nord-Pyrénéenne).

L'utilisation des autres stations qui ont enregistré ce séisme est plus délicate ; en effet, nous ne pouvons pas profiter de l'alignement des stations pour obtenir le pendage de la discontinuité de Mohorovicic et les points sont trop éloignés les uns des autres pour pouvoir faire une interpolation très serrée. Nous avons donc supposé que, en chaque point où le rayon sismique traversait la discontinuité de Mohorovicic pour aboutir à une autre station, cette discontinuité était horizontale. Les écarts de temps entre une station quelconque et la station de Tourtour, que nous avons prise comme référence, fournissent alors les variations de profondeur de Moho. Nous utilisons ensuite la profondeur de 30 Km au point où le rayon incident arrivant à Tourtour traverse la discontinuité de Mohorovicic pour calculer la profondeur réelle de cette discontinuité pour chaque station, ainsi que le décalage vers le Sud entre la station et le point où le rayon traverse Moho. Les résultats sont donnés par le tableau ci-joint.

Comme nous ne pouvons obtenir qu'une forme approchée de la discontinuité de Mohorovicic, les profondeurs ont été données au kilomètre près. Nous avons représenté sur une carte la position des points où la discontinuité de Mohorovicic est traversée ainsi que la profondeur correspondante.

Une étude semblable à celle que nous avons faite (cf. le chapitre suivant) pour nos stations de Normandie serait possible, en étudiant les écarts de temps dans le triangle sismique permanent que nous avons dans le Var (Lorgues - Saint Paul - La Mourre), écarts déterminés sur les tremblements de terre enregistrés et permettant d'avoir une répartition en azimut autour de chaque station de notre triangle. Les quelques déterminations que nous avons faites ainsi sont en accord avec les données que nous obtenons ici.


ARC DE CANJUERS
PLIS SUBALPINS
DE L'ARC DE FAYENCE
ARC D'AUPS
ZONE DE MONTMEYAN
ZONE DE FLAYOSC-TOURTOUR
ZONE DE SALERNES
ARC DE CARCES
ARC DE BARJOLS
SYNCLINAL DU BAS ARGENS
SYNCLINAL DU MONT DES OISEAUX
CHAINE DE LA SAUVETTE
CHAINE DE LA MAVERNE
CHAINE LITTORALE
MASSIF DE BRIGNOLES
MASSIF DE LA LOUBE
MASSIF DE THEMES
MASSIF DE VALBELLE
MASSIF DE L'AGNIS
MASSIF DE CLEMENT
MASSIF DES BESSILLON
MASSIF DE PEYGROS
MASSIF DU VINAIGRE
TANNERON
Montmeyan
Vérignon
Aups
Bois de Pélenc
Ampus
Bois des Pennes
Figanières
DRAGUIGNAN
Flayosc
Plateau de Salgues
Tourtour
Salernes
Sillans
Fox Amphoux
Varages
Tavernes
la Verdière
Esparron
les Palières
Bariols
Cotignac
Entrecasteaux
Trans
Lorgues
Bernes
Carcès
Tavernes
Brue-Auriac
Seillons
Correns
Jerrube
Miraval le Vay
Peyrost
le Thoronet
Cabasse
Vidauban
le Muy
les Arcs
Taradeau
St Maximin
Brax
Tourves
Rougiers
Camps-les-Brignoles
Pelicon
le Luc
le Vx Cannet
Flassans
Besse
St Anastasie
Garéoult
Mazaugues
la Roquebrussane
Carnoules
Pignans
Gonfaron
la Garde-Freinet
les Mayons
Plan de la Tour
le Lissandre
Mt St Martin
St Aygulf
Fréjus
St RAPHAEL
Agay
le Dramont
Cap Roux
Cap Sardineau
Ste Maxime
ST TROPEZ
Cap des Salins
Grimaud
Cogolin
Maravielle
Ramatuelle
la Mole
Collobrières
Pierrefeu
Castellas
Cuers
Puget
Belgentier
Montrieux
Signes
Sollies-Pont
le Revest
Ollioules
COUDON
CIRVEAU
FARON
Mt Fenouillet
HYERES
TOULON
LA SEYNE
la Malque
le Pradet
Cap Brun
Presq. de St Mandrier
Cap Cepet
Six fours
Fabrégas
les 2 frères
Cap Sicié
Presqu'île de Giens
les Salins d'Hyères
Rade d'Hyères
I. de Porquerolles
I. de Port-Cros
I. du Levant
Cap Bénat
Le Lavandou
Bormes
Cap Nègre
Cavalaire
Cap Lardier
Cap Camarat
Croix
Valmer
Auriban
N.D. de Peygros
St Paul de Fayence
Mandelieu
CANNES
Cap de la Croisette
Cap d'Antibes
Golfe de la Napoule
la Napoule
Théoule
I. de Lérins
le Trayas
Cap Roux
Bagnols
Pennafort
COLLE DU ROUET
N.D. des Anges
la Sauvette
Mt Fenouillet
Mt Martin
Mt Vinaigre
Mt Real
Mt Destrer
Mt Caume
Mt Gapeau
Mt Coudon
Mt Faron
Mt Julien
Mt Malmont
Mt Combe
Mt Redon
Mt Pezet
Mt Pezet
Mt Pezet

Station	Ecarts de temps à Tourtour	Variation de profondeur (Km)	Profondeur	Décalage vers le Sud
Ile du Levant	0,19	3	33	26
Cap Sicié	0,24	4	34	27
Pierre d'Avenon	- 0,42	- 7	23	18
Puîts d'Encastre	- 0,14	- 2	28	22
Capelude	+ 0,06	1	31	25
Méounes	- 0,54	- 8	22	18
Pignans	+ 0,32	6	36	29
Cannet des Maures	+ 0,27	5	35	28
La Mourre	- 0,09	- 1	29	23
Lorgues	+ 0,28	5	35	28
Esterel	- 0,05	0	30	24
Pourrières	- 0,19	- 3	27	22
Tourtour	------	---	30	24
Saint Paul	+ 0,06	1	31	25
Tanneron	- 0,15	- 2	28	22
Vérignon	+ 0,62	11	41	33
Plan de Canjuers	- 0,04	- 2	28	22

Voici par exemple des valeurs obtenues à l'aide de séismes très lointains. Les premières arrivées correspondantes étant des ondes PKP :

Pour des séismes des Nouvelles Hébrides :

- écart Saint Paul - Lorgues : - 0,4
- écart La Mourre - Lorgues : + 0,3

Pour des séismes des Fidji :

- écart Saint-Paul - Lorgues : - 0,3
- écart La Mourre - Lorgues : + 0,3

A la différence des ondes venant du Sahara, les ondes PKP arrivent sous des angles voisins de la verticale (environ 6° pour les distances des Nouvelles Hébrides et des Fidji), nous obtenons donc, à très peu près, des variations de profondeur en-dessous de chacune des stations, soit :

- différence de profondeur de Moho entre Saint-Paul et Lorgues : - 8 Kilomètres
- différence de profondeur de Moho entre La Mourre et Lorgues : + 6 Kilomètres.

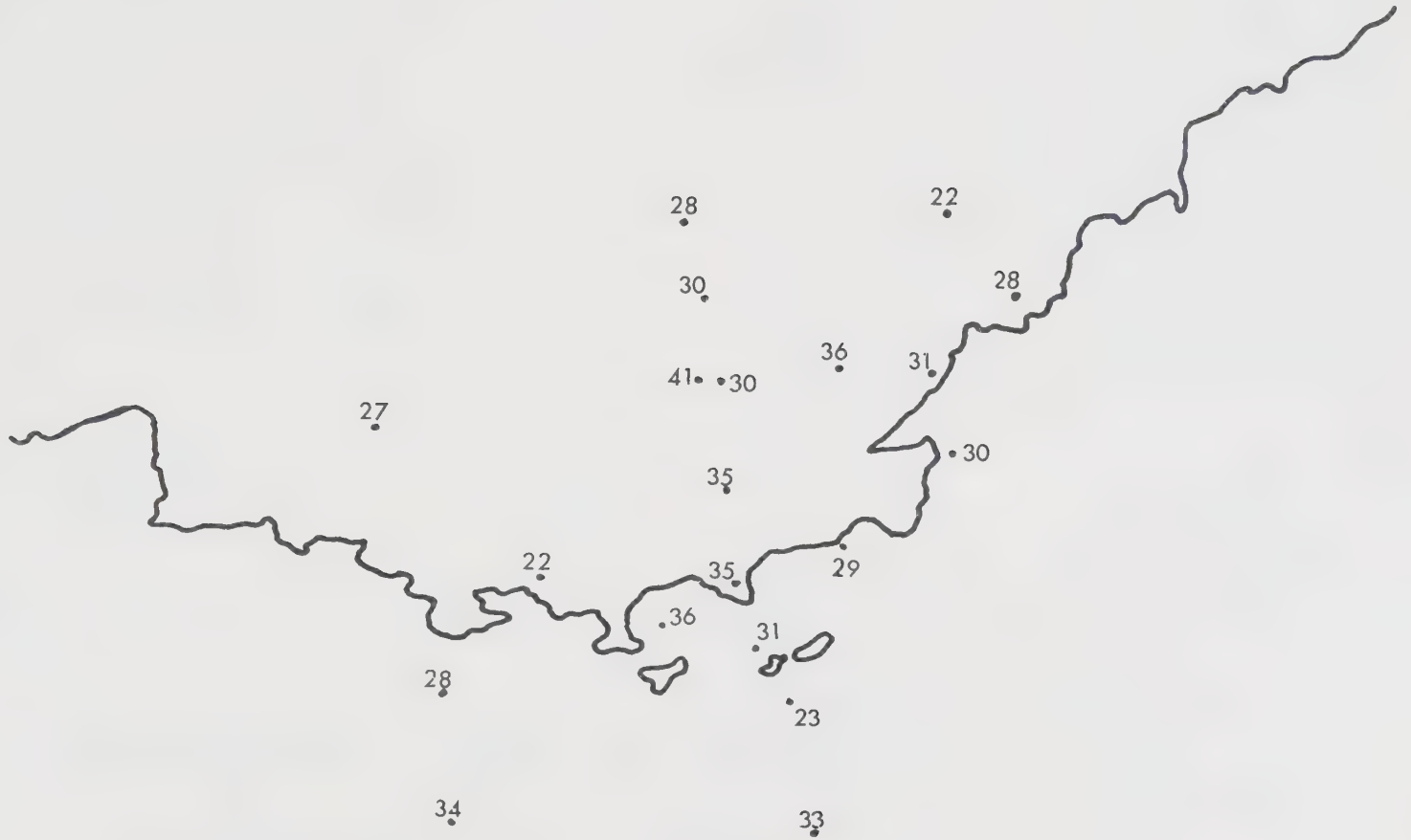
Soit des profondeurs en-dessous des stations :

Lorgues : 30 Km
Saint Paul: 22 Km
La Mourre : 36 Km

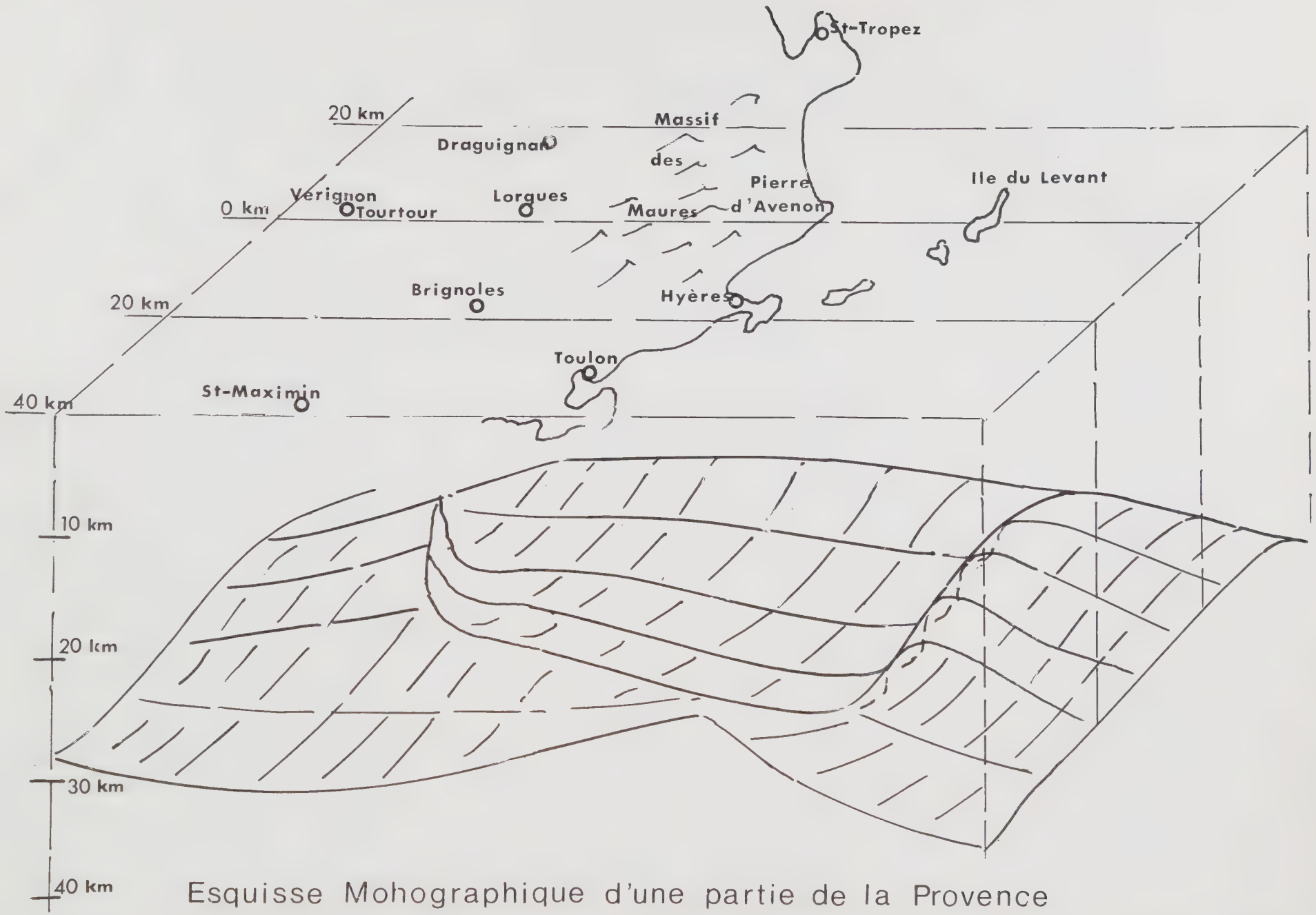
Nous retrouvons bien, en outre, une profondeur plus grande en-dessous de la station de la Mourre, comme on peut le voir sur la carte. Cet enfoncement correspond au Massif des Maures.

Nous avons essayé de tracer une carte de la Mohographie sous le département du Var. Cette esquisse ne fait que mettre en évidence les différents points que nous avons constatés :

- enfoncement de la discontinuité de Mohorovicic sous le Massif ancien des Maures.



Profondeur en km de la discontinuité de MOHOROVICIC en différents points



Esquisse Mohographique d'une partie de la Provence

- Pendage de Moho en mer sous l'Ile du Levant, la discontinuité s'enfonce lorsqu'on s'éloigne vers le large. Ce pendage ne peut pas se prolonger très loin en mer, il est en effet prouvé que la carte terrestre devient assez rapidement océanique. Toutefois, de nombreux géologues considèrent qu'il y a une analogie très étroite entre la Provence cristalline et le Nord des Pyrénées, il doit y avoir,en mer, au large des côtes du Var, des restes du plissement pyrénéen. Ces structures ont d'ailleurs bien été trouvées au niveau du socle, dans le Golfe du Lion.

- Il ne semble pas y avoir d'enfoncement de la discontinuité de Mohorovicic sous l'Esterel. Là encore, cette indication correspond très bien aux données de la Géologie, qui trouve une différence considérable entre le massif ancien des Maures, similaire à celui du Tanneron, et le Massif de l'Esterel, formé par des roches du type des rhyolithes.

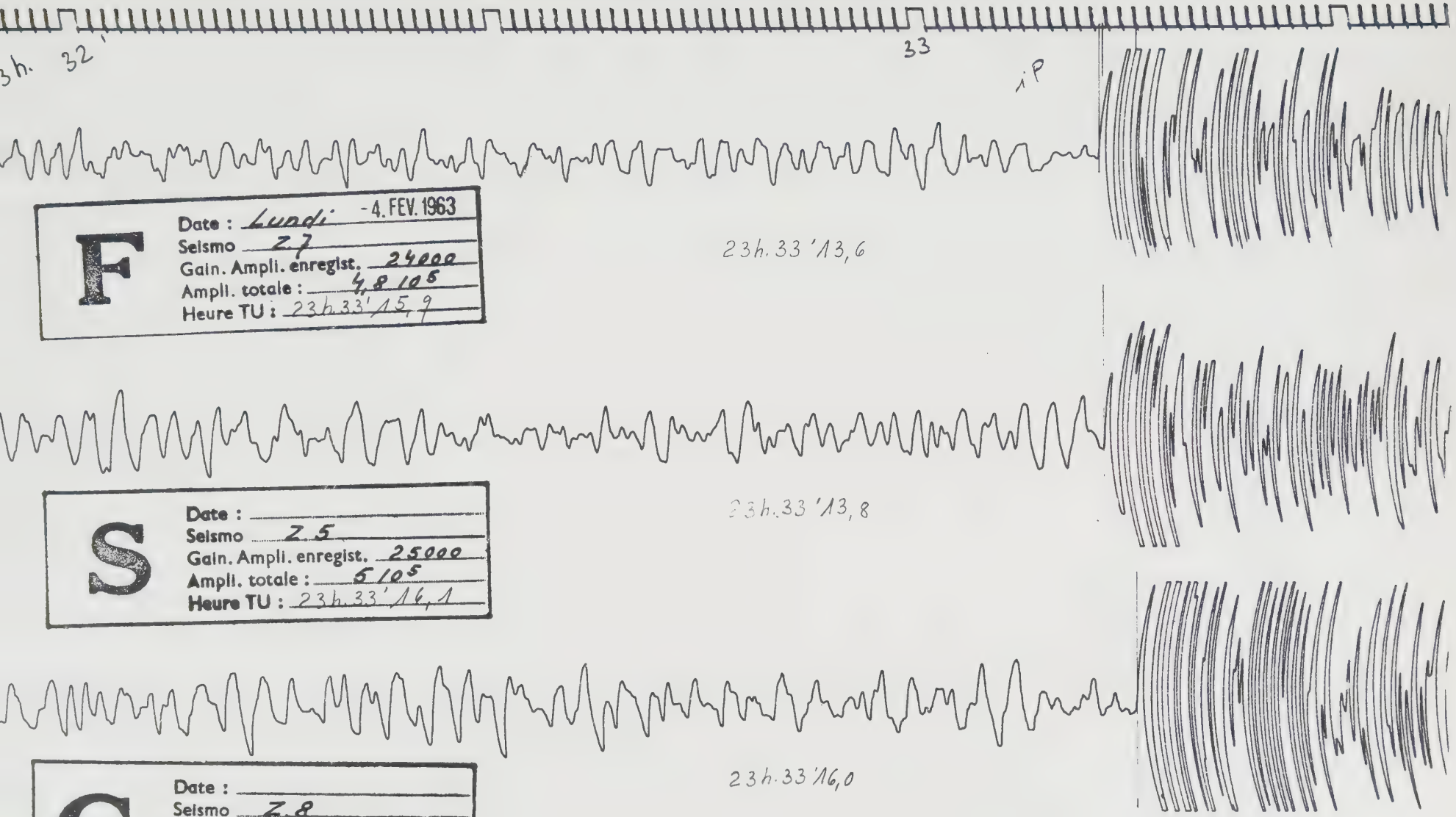
CHAPITRE V

Mohographie

du Massif Armoricain en Normandie

Les deux exemples précédents utilisaient un seul séisme enregistré dans plusieurs stations. Ces deux exemples ne constituent qu'un cas particulier de la méthode que nous proposons. En effet, les écarts de temps que nous pouvons déterminer pour chaque station ne caractérisent la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic que dans une seule direction à partir de chaque station (le séisme étant supposé lointain, cette direction est bien la même pour chaque station). Il est alors difficile d'obtenir une interpolation permettant d'avoir la Mohographie endessous des stations. Il faudrait, pour cela, un nombre considérable de stations, chose qui est très difficile ; nous pensons que les rassemblements de sismographes que nous avons pu constituer pour enregistrer des séismes lointains sont parmi les plus denses qui aient jamais été réalisés et cependant, nous ne sommes pas encore satisfaits. Seule la disposition en ligne avec l'épicentre nous a permis de continuer l'interprétation par une méthode qui se rapproche, mais avec des différences notables, de la méthode des "time-terms" imaginée dès 1957 par Willmore [38,41].

Une deuxième méthode qui promet beaucoup de résultats pour l'avenir, est l'étude systématique de tous les tremblements de terre qui sont enregistrés dans une de nos stations fixes. Rappelons que chacune de nos stations fixes est en réalité composée de trois sismographes placés à une trentaine de kilomètres l'un de l'autre et donc parfaitement adaptés à ce but.



Exemple de séisme enregistré en Normandie

KOURILES - 4 Février 1963.

L'étude que nous entreprenons sur l'ensemble de nos stations françaises et qui se développe parallèlement à l'extension de notre réseau de stations, qui, dans un avenir proche, sera entièrement retransmis par télémesure dans une station centrale à Paris ou à Orléans, est une étude de routine et de longue haleine. Il ne saurait être question dans ce travail de donner tous les résultats sur l'ensemble de la France, résultats que nous n'avons d'ailleurs pas encore obtenus.

Le but de ce travail est d'indiquer la méthode et de montrer sa validité sur des exemples. C'est ce que nous avons déjà fait pour le Tarn et Garonne et pour la Provence. Nous allons montrer maintenant la puissance de cette méthode en étudiant une série de résultats que nous avons déduits de l'étude des signaux enregistrés dans le triangle sismique de Normandie.

Ce triangle se trouve donc en Normandie, mais géologiquement, il est situé à l'extrémité Est du Massif Armoricain. Voici d'ailleurs les coordonnées des stations (cf. le Chapitre II) :

La Folinière	48° 45' 45" N	00° 28' 55" O
Gorron	48° 23' 18" N	00° 51' 30" O
St Sauveur	48° 35' 03" N	00° 06' 27" O

Le choix de ce triangle n'a pas été fait au hasard. C'est, d'une part la station la plus anciennement installée (1957) et partant celle sur laquelle nous avons le plus de signaux enregistrés, mais , surtout, sa position géologique est favorable : située à l'extrémité Est du Massif Armoricain, les stations sont installées toutes trois sur des affleurements de granite. Cette situation très homogène des stations permet d'éliminer a priori toutes les influences de la géologie de surface que nous pourrions craindre (quoique,dans les exemples précédents, en particulier en Provence, nous n'avons pas pu mettre en évidence ce genre de difficultés).

Les archives de cette station sont complètes depuis 1963, aussi avons-nous commencé par l'étude des signaux enregistrés à partir de cette date. Pour cela, nous avons considéré l'ensemble des tremblements de terre mais nous en avons fait une sélection draconnienne pour ne conserver que ceux dont les débuts sont très bons (signaux iP dans les trois stations). Le premier semestre 1963 nous a fourni 42 séismes utilisables. Bien que faible, ce nombre a été jugé suffisant pour faire une première étude statistique destinée à mettre en évidence la portée de la méthode que nous venons de décrire. Il faut d'ailleurs remarquer que l'azimut de ces séismes est à peu près compris entre 120° Ouest et 120° Est en passant par le Nord. Il n'y a donc pas de séismes venant du Sud. Ceci est une conséquence directe de la sismicité de la terre et une étude portant sur un nombre plus grand de séismes ne nous aurait pas changé la répartition en azimut de ceux-ci.

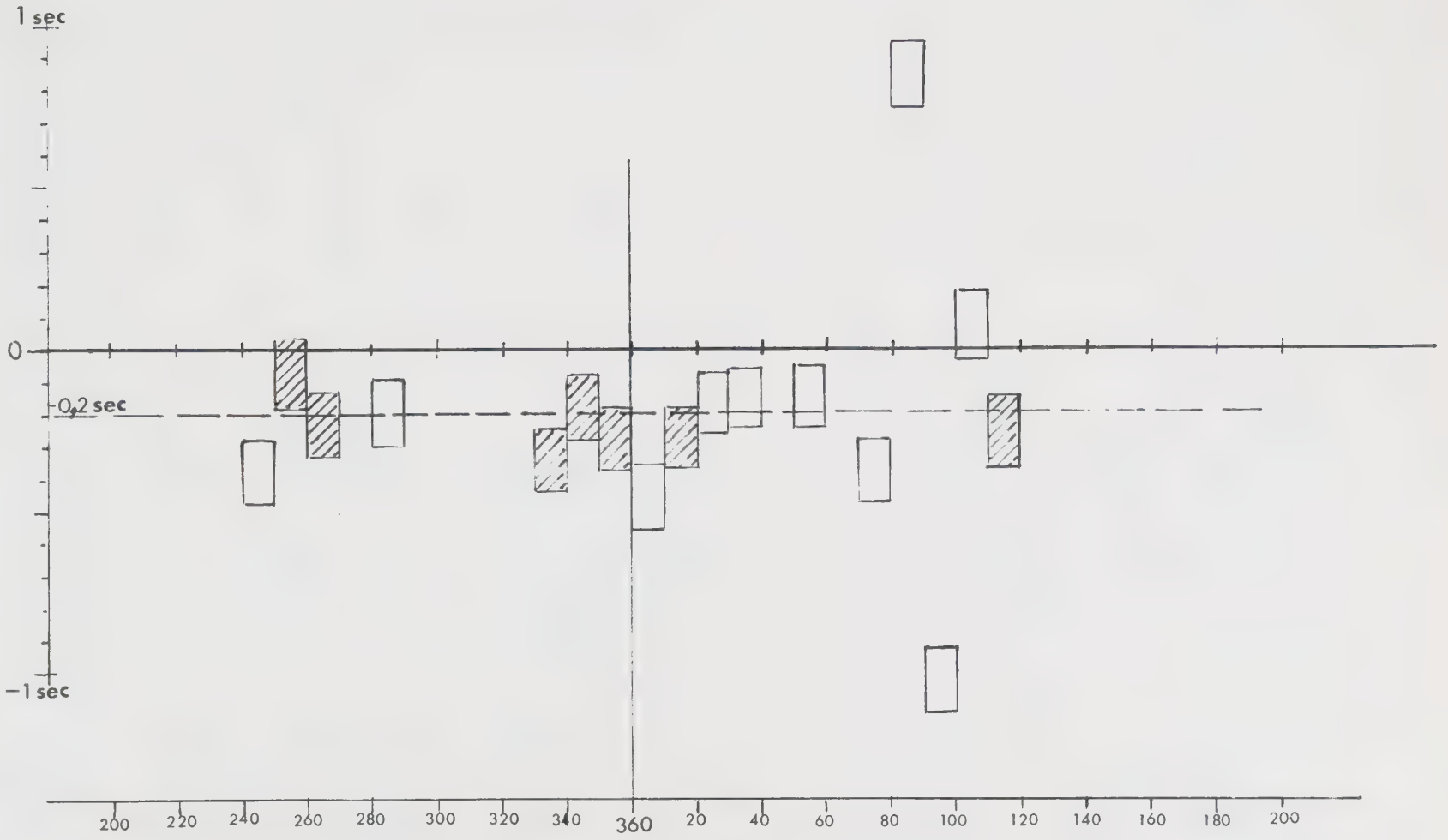
Les tableaux des pages suivantes précisent la date et le lieu du séisme, la distance et l'azimut de l'épicentre à la Folinière, les différences de temps observés et calculés entre les stations de Gorron et Saint Sauveur, d'une part, et de la Folinière d'autre part, ainsi que les écarts de temps correspondants.

Les écarts de temps correspondants ont été portés sur un diagramme en fonction de l'azimut. Pour cela, nous avons fait une moyenne ne portant qu'une seule valeur tous les 10° et nous avons représenté un rectangle d'erreur large de 10° et haut d'un dixième de seconde.

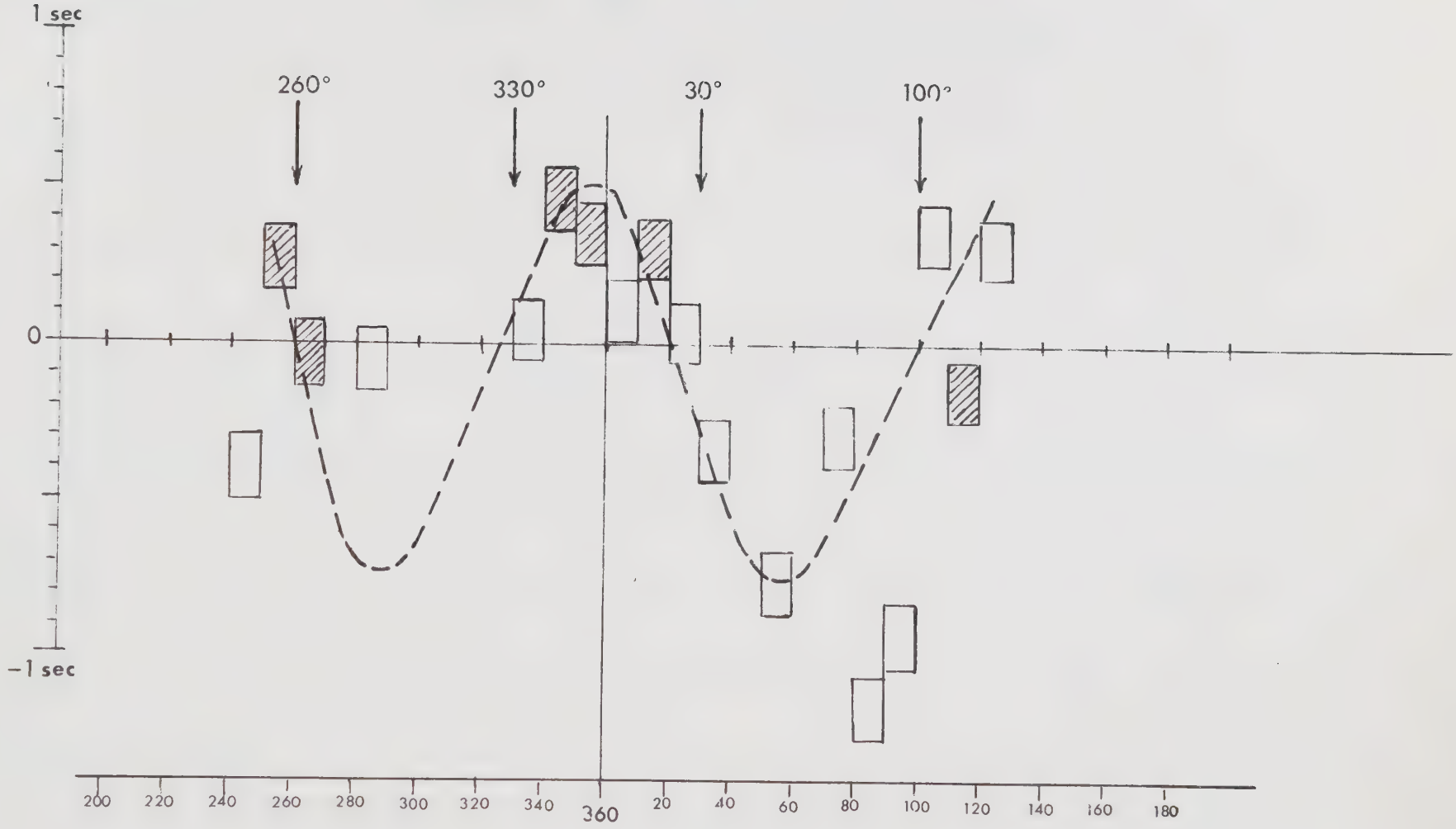
DATE	LIEU	DIS-TANCE	AZI-MUT	Différence de temps entre Saint-Sauveur et La Folinière			Différence de temps entre Gorron et La Folinière		
				Calcul.	Observ.	écart	Calcul.	Observ.	écart
28.5.63	Andreanof	8880	1,1	1,05	0,6	-0,45	2,09	2,2	0,11
4.2.63	Kouriles	8980	16,3	0,65	0,3	-0,35	2,30	2,4	0,10
16.3.63	"	9190	16,9	0,62	0,3	-0,32	2,26	2,6	0,34
30.6.63	"	9159	17,9	0,60	0,4	-0,20	2,28	2,3	0,02
4.3.63	"	9013	18,0	0,60	0,3	-0,30	2,28	2,7	0,42
20.4.63	"	9115	19,4	0,56	0,4	-0,16	2,29	3,0	0,71
17.5.63	"	9226	19,9	0,54	0,3	-0,24	2,25	2,6	0,35
26.3.63	"	9209	23,0	0,47	0,3	-0,17	2,33	2,3	0,03
26,3.63	Japon	9673	34,2	0,15	0	-0,15	2,25	2,6	-0,35
19.4.63	Chine	7612	60,0	-0,64	-0,8	-0,16	2,58	1,8	-0,78
21.6.63	Sinkiang	6220	71,8	-1,15	-1,7	-0,55	2,66	2,1	-0,56
12.4.63	Inde	6668	74,5	-1,19	-1,4	-0,21	2,45	2,4	-0,05
27.1.63	Azerbaidjan	3979	82,8	-1,76	-1,3	+0,46	2,64	1,5	-1,14
14.1.63	Roumanie	2068	89,2	-2,83	-1,6	+1,23	3,33	2,1	-1,23
19.5.63	Yougoslavie	1185	99,3	-3,58	-4,6	-1,02	2,76	1,8	-0,96
11.3.63	Turquie	2663	105,2	-2,68	-2,6	0,08	1,23	1,6	0,37
22.2.63	Albanie	1892	111,6	-3,61	-3,8	-0,19	1,36	0,7	-0,66
6.1.63	Crête	2872	114,5	-2,76	-3,0	-0,24	0,54	0,8	0,26
4.3.63	"	2593	115,9	-2,86	-3,2	-0,34	0,45	0,4	-0,05
1.6.63	Méditerrannée	1645	125,4	-3,97	-3,3	+0,67	-0,01	0,3	+0,31
17.5.63	Pérou	10003	248,7	0,69	0,3	-0,39	-1,80	-2,2	-0,40
5.1.63	Brésil	9260	251,5	0,82	0,6	-0,22	-1,88	-1,5	0,38
20.5.63	Atlantique	4817	251,9	1,30	1,5	+0,20	-2,98	-2,6	0,38
13.4.63	Pérou	9502	255,4	0,88	0,4	-0,48	-1,75	-1,8	0,04
10.5.63	Equateur	9244	258,8	0,91	1,0	+0,09	-1,70	-1,4	0,30
4.3.63	Pérou	9726	260,3	0,94	1,0	0,06	-1,56	-1,4	0,16

DATE	LIEU	DIS-TANCE	AZI-MUT	Différence de temps Saint-Sauveur - La Folinière			Différence de temps Gorron - La Folinière		
				Calcul.	Obser.	écart	Calcul.	Observ.	écart
3.2.63	Vénézuéla	8026	261	1,18	1,1	-0,08	-1,89	-1,9	-0,01
6.1.63	Equateur	9435	261,4	1,00	0,7	-0,30	-1,59	-1,6	-0,01
26.1.63	Colombie	8596	262,4	1,13	0,7	-0,43	-1,72	-1,6	+0,12
12.1.63	"	8594	262,7	1,13	0,9	-0,23	-1,71	-1,8	-0,09
26.6.63	Panama	8814	268,5	1,25	0,9	-0,35	-1,51	-1,9	-0,39
10.4.63	Mexique	8872	283,7	1,50	1,3	-0,20	-0,93	-1,0	-0,0
28.3.63	Islande	2253	337,6	2,81	2,2	-0,61	2,56	3,0	+0,44
27.4.63	"	2269	338,5	2,79	2,6	-0,19	2,61	2,3	-0,31
27.6.63	Yukon	7383	339,7	1,69	1,4	-0,29	1,66	1,6	-0,06
8.3.63	Canada	4897	340,7	2,12	1,9	-0,22	2,15	2,6	+0,45
6.4.63	Alaska	7283	345,2	1,59	1,3	-0,29	1,88	2,5	+0,62
12.5.63	"	7997	345,2	1,49	1,5	+0,01	1,76	2,3	+0,54
1.1.63	"	8147	347,0	1,41	1,2	-0,21	1,77	2,0	+0,23
2.4.63	Aléoutiennes	8684	354,6	1,19	1,1	-0,09	1,91	2,3	+0,39
24.3.63	Andreanof	8868	358,4	1,11	0,9	-0,21	2,01	1,3	+0,39
16.1.63	"	8926	359,6	1,05	0,5	-0,55	1,97	2,2	+0,23

Sn – Fn


1 sec
0
0.2 sec
−1 sec
200
220
240
260
280
300
320
340
360
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200

Gn – Fn


1 sec
0
−1 sec
260°
330°
30°
100°
200
220
240
260
280
300
320
340
360
20
40
60
80
100
120
140
160
180

A part deux points aberrants (entre 80° et 100°) - deux séismes de l'Azerbaidjan et de la Roumanie, dont les écarts sont énormes (plus d'une seconde)- tous les points sont régulièrement placés.

- Ecarts SN-FN entre Saint Sauveur et La Folinière : à une faible dispersion près, nous constatons que les écarts sont tous égaux à -0,2 seconde,

- Ecarts GN-FN entre Gorron et La Folinière : il n'est pas possible de remplacer les écarts par une valeur constante ; il y a une nette dépendance des écarts en fonction de l'azimut. Nous pouvons cependant trouver une variation régulière de ceux-ci : une courbe ressemblant à une sinusoïde passe, à une très bonne appproximation près, par tous les points.

Ce sont ces deux constatations que nous devons expliquer et corréler avec ce que l'on connaît de la structure géologique du Massif Armoricain.

En ce qui concerne les écarts entre Gorron et La Folinière, la courbe représentant ces écarts est, nous venons de le voir, une courbe d'allure sinusoïdale. A priori, il est possible de prendre un modèle arbitraire de discontinuité de Mohorovicic sous l'une des stations, et de calculer la discontinuité sous l'autre station à l'aide des écarts. Il est évident que nous obtiendrons autant de modèles que nous le désirons, et tous sans aucun rapport avec la réalité. Pour obtenir un résultat logique, nous allons prendre le modèle le plus simple possible : plissement en-dessous des deux stations, en effet, ce plissement nous est suggéré par l'allure des écarts.

Direction des plissements : la courbe des écarts est symétrique par rapport à la direction N.S. Nous allons donc supposer que la discontinuité de Mohorovicic a la forme d'une surface cylindrique dont les génératrices ont la direction E.O.

Remarquons que, pour tous les séismes lointains, l'angle d'incidence du rai sismique incident varie assez peu avec la distance épicentrale. Les rais sismiques couperont donc la discontinuité de Mohorovicic

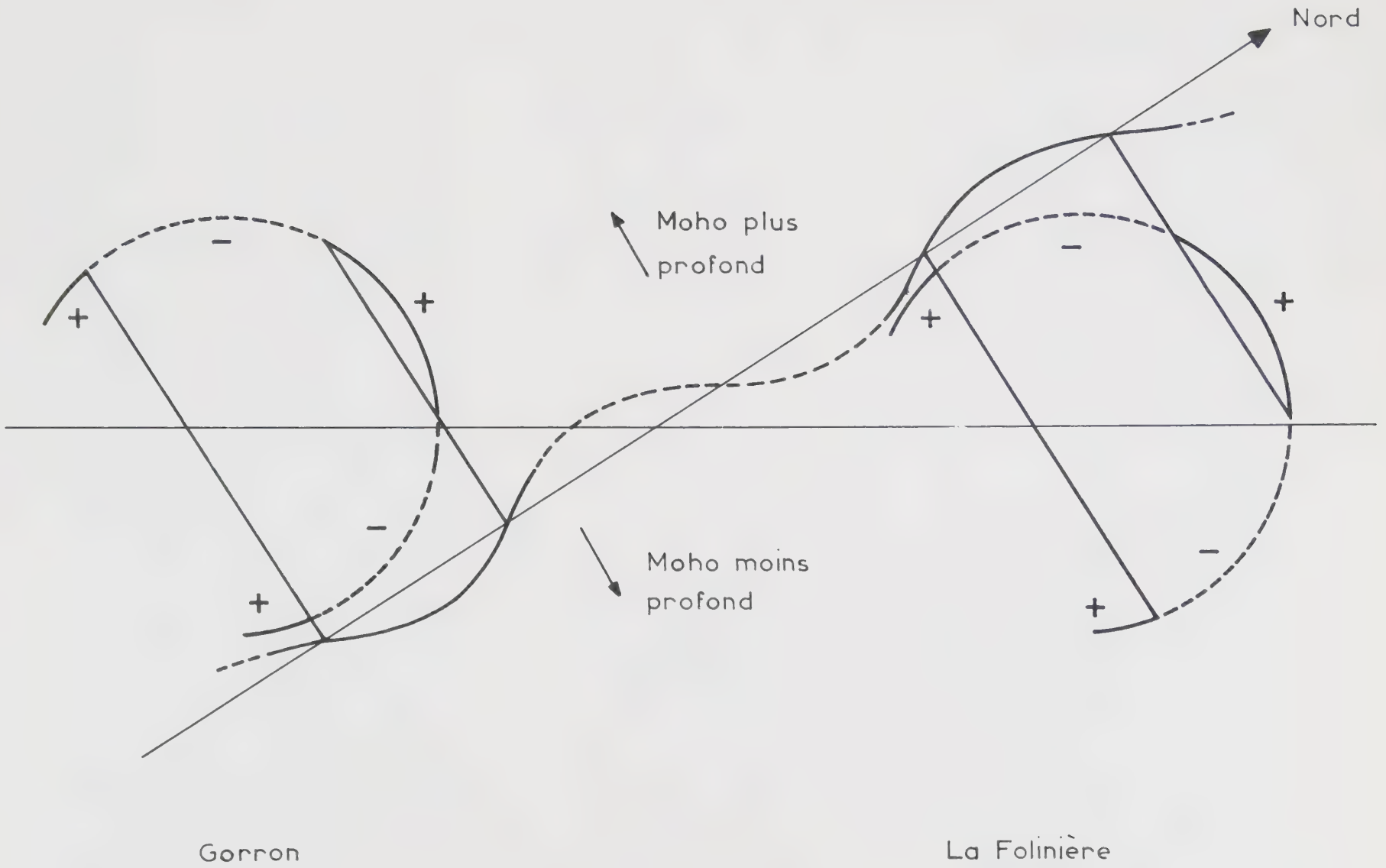
à une distance horizontale du sismographe ne variant qu'assez peu avec la position de l'épicentre.

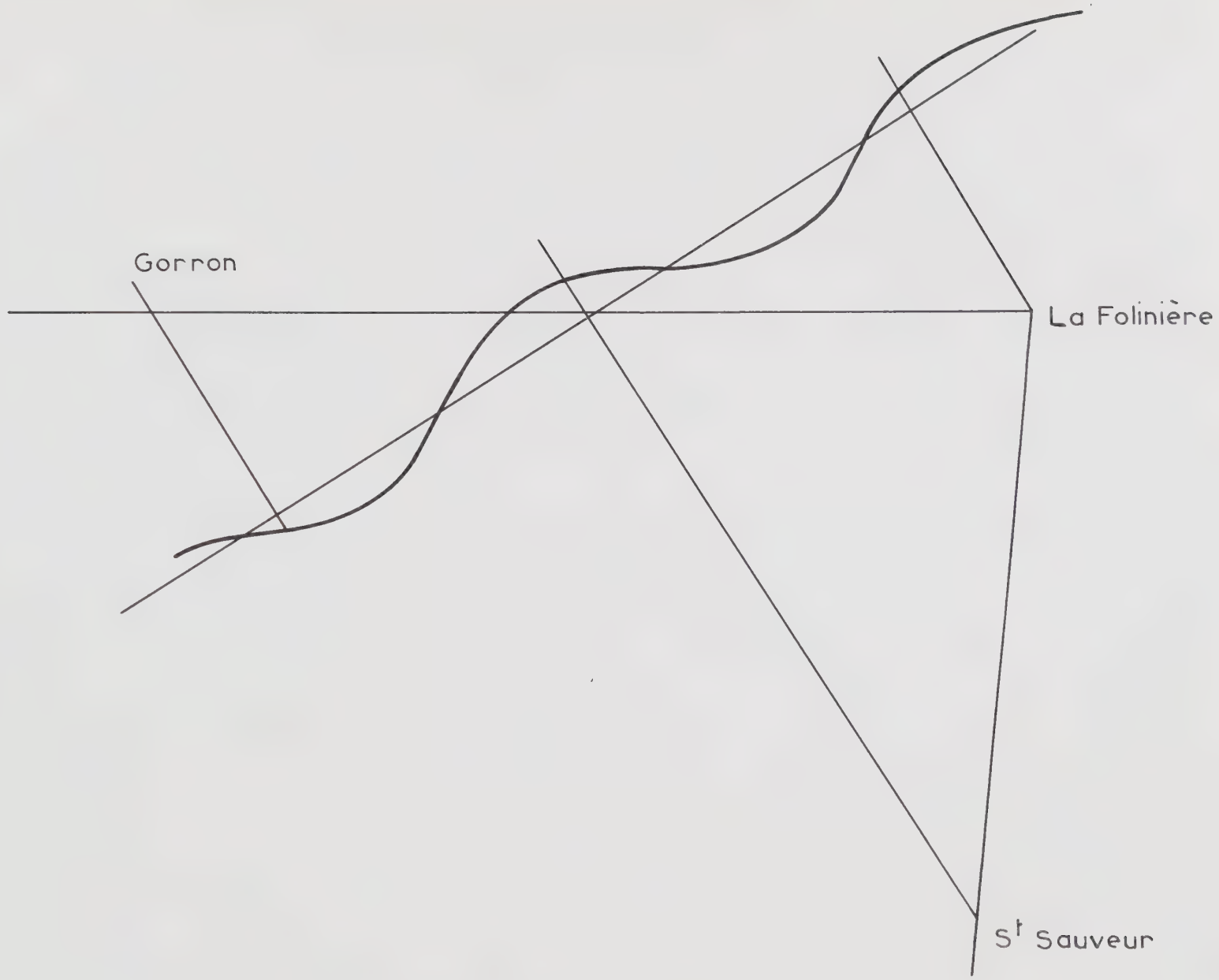
Pour faire les calculs, nous avons, bien entendu, supposé que la discontinuité de Mohorovicic est horizontale ; cette hypothèse constitue pour nous l'approximation d'ordre O, notre méthode donne l'approximation d'ordre 1 des perturbations de cette surface. Les approximations d'ordre supérieur pourraient être obtenues sans trop de difficultés à l'aide de moyens de calcul plus puissants, en passant sur calculateurs. Il me semble cependant douteux que ces calculs n'aient pas qu'une précision illusoire étant donné l'incertitude sur les données et la propagation géométrique que nous supposons pour les rais sismiques.

La vitesse apparente des ondes varie de 15 Km/s à 21 Km/s, pour des distances épicentrales variant de 6 000 à 9 000 Km, valeurs entre lesquelles se situe la majorité des séismes que nous avons étudiés. Les distances horizontales auxquelles correspondent les rais sismiques coupant la discontinuité de Mohorovicic supposée horizontale et profonde de 30 Km, varient entre 9 et 13,6 Km. La différence entre ces deux valeurs, 4 Km environ, est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du phénomène étudié. Il est donc très légitime de prendre pour tous ces séismes une valeur moyenne de 12 Km pour cette distance horizontale.

Sur un graphique à l'échelle, nous avons représenté deux points figuratifs des deux stations de La Folinière et de Gorron, distantes de 46 Km, points entourés chacun d'un cercle de 12 Km de rayon, représentant les points où les rais sismiques traversent la discontinuité de Mohorovicic. Ces cercles ont été tracés en trait plein lorsque l'écart est positif, en pointillé lorsqu'il est négatif.

Nous cherchons une surface de Mohorovicic qui soit un cylindre dont les génératrices soient parallèles à la direction E.O. Il nous suffit donc d'avoir la base de ce cylindre dans la direction E.O. Nous projetons sur un axe tracé dans la direction N.S. les extrémités des arcs de cercle où les écarts sont positifs ou négatifs. Nous sommes alors amenés à tracer une courbe d'allure sinusoïdale comme base de notre cylindre, les parties


Nord
Moho plus
profond
Moho moins
profond
Gorron
La Folinière


Gorron
La Folinière
St Sauveur

tracées en trait plein semblent assez sûres, les autres parties ont été extrapolées. Le sens dans lequel Moho s'enfonce ou remonte a été indiqué sur le dessin. Il se déduit sans difficulté du signe de l'écart.

Nous devons évaluer l'amplitude de cette variation sinusoïdale, ou presque, de la discontinuité de Mohorovicic. L'amplitude de la variation des écarts de temps est de 0,5 seconde (dans la partie positive de ces écarts, partie la mieux définie de la courbe). Nous avons vu, dans le premier chapitre, que la variation de profondeur Δh de la discontinuité était liée à l'écart de temps ΔT par la relation

$$\Delta t = \frac{\Delta h}{V_1} \quad \frac{\sin (\alpha - i)}{\sin \alpha}$$

Comme à un rai sismique arrivant dans une des deux stations après avoir traversé une partie de Moho plus profonde que la moyenne, correspond un rai sismique arrivant dans l'autre station après avoir traversé la discontinuité de Moho en un point où elle est inférieure à la profondeur moyenne, il ne faut tenir compte que de la moitié du Δt précédent, soit 0,25 seconde ; le Δh correspondant se calcule alors aisément, on obtient :

$$Dh = 5,3 \text{ Km}$$

Cette valeur est assez élevée, la"longueur d'onde" de la base du cylindre représentant la discontinuité de Mohorovicic étant d'environ 27 Km, (cf. le graphique à l'échelle), la pente moyenne est donc de 0,75. Cette valeur est évidemment très élevée, elle est cependant plausible si on la compare, par exemple, à des valeurs trouvées dans les Montagnes Rocheuses, aux Etats-Unis, qui atteignent 1, d'après les mesures de L.Paliker et de son équipe du U.S. Geological Survey.

Notre interprétation doit aussi tenir compte de la troisième station, celle de Saint Sauveur. Si nous portons les trois stations de Normandie sur un même graphique, sur lequel nous traçons la base du cylindre de Mohorovicic, nous constatons que la distance entre la Folinière et Gorron,

comptée perpendiculairement aux génératrices du cylindre, c'est-à-dire, suivant une direction Nord-Sud, est de $3\frac{\lambda}{2}$. Nous avons appelé λ la période de la base du cylindre. Par contre, la distance, comptée de la même façon, entre La Folinière et Saint Sauveur n'est que de λ environ. Nous expliquons donc ainsi, par ce hasard de la disposition de notre triangle, l'absence de composante sinusoïdale dans la courbe représentant les écarts de temps entre Saint Sauveur et La Folinière, ce que nous a bien donné l'expérience.

Nous devons aussi expliquer un écart de temps à peu près constant de 0,2 seconde entre ces deux dernières stations.

Cet écart semble indiquer que la couche de Mohorovicic doit être moins profonde sous la station de Saint Sauveur que sous celle de La Folinière ; nous allons donc admettre que cette discontinuité n'est pas un cylindre à génératrices horizontales, mais un cylindre dont les génératrices remontent entre La Folinière et Saint Sauveur.

Le calcul développé dans l'appendice du premier chapitre permet d'obtenir facilement la pente moyenne p nécessaire pour la discontinuité de Mohorovicic. En utilisant les mêmes notations, nous avons :

$$\Delta t = \frac{\Delta h}{V}\left[\sqrt{n^2 - 1 + (\vec{v}.\vec{V})^2} - \vec{V}\,.\,\vec{v}\right]$$

Δh vaut $\ell \sin p$; en appelant ℓ la distance entre les deux stations comptée parallèlement aux génératrices de la surface cylindrique de Mohorovicic, ℓ vaut 26,6 Km. Nous pouvons, en première approximation, supposer que l'expression entre crochet ne dépend pas de l'angle p, mais seulement de l'angle d'incidence i du rai sismique. Il vient

$$\Delta t = \frac{\ell \sin p}{V}\left[\sqrt{n^2 - \sin^2 i} - \cos i\right]$$

soit, en remplaçant les lettres par leurs valeurs numériques

$$0{,}2 = \frac{26{,}6 \sin p}{8}\left[\sqrt{\frac{16}{9} - \frac{1}{4}} - \frac{3}{2}\right]$$

VIRE
La Folinière
Flers
Argentan
St Sauveur
Carrouges
Alençon
Corron
Corron

en prenant un angle d'incidence de 30°,nous trouvons que p vaut à peu près :

$$p = 9°$$

Si nous reportons cette valeur de p dans le terme entre crochets, celui-ci vaut 0,4 au lieu de 0,37, la nouvelle valeur de p est de 8,7° qui,vu les approximations faites, ne diffère pas de la précédente.

Si le pendage de la discontinuité de Mohorovicic se prolonge aussi sous Gorron, l'écart de temps entre cette station et La Folinière doit, en plus de sa partie sinusoïdale, présenter un terme constant. Il est difficile de le mettre en évidence, la partie négative de la courbe étant assez mal définie, il semble cependant que cette courbe ne soit pas symétrique par rapport à l'axe des azimuts.

En résumé, les observations que nous avons faites permettent de déduire la forme de la discontinuité de Mohorovicic. La mohographie peut être représentée comme une surface ayant l'allure d'une tôle ondulée. Le plissement de la surface est dirigé suivant la direction Est-Ouest,sa périodicité est un peu inférieure à 30 Km et son amplitude de l'ordre de 5 Km. De plus, cette surface n'est pas horizontale, mais se relève d'Ouest en Est avec une pente d'environ 9°.

Il nous faut maintenant comparer cette description Mohographique de la région de Flers, dans l'Orne, où se trouvent nos stations avec les descriptions géographiques et surtout géologiques de la même région. La carte ci-jointe représente schématiquement la géologie du Massif Armoricain :

- la direction du plissement armoricain est la même que celle trouvée d'après la discontinuité de Mohorovicic,
- nos stations se trouvent à l'extrémité orientale de ce massif ; s'il existe une racine sous ce massif, la discontinuité de Mohorovicic doit s'enfoncer de l'Est vers l'Ouest sous nos stations, c'est bien ce que nous avons trouvé. Il doit donc exister des racines sous le Massif Armoricain.

Ce fait est important à noter si l'on se souvient que des travaux récents mettent en doute l'existence d'une racine sous le Massif Central, quoique sa structure sous-jacente paraisse s'étendre très profondément, en particulier sous les Monts du Forez. Il sera certainement très intéressant d'effectuer une étude similaire à celle que nous avons faite en Normandie à partir de nos stations du Morvan.

Les écarts de temps dans une station tripartite peuvent être présentés d'une façon légèrement différente et beaucoup plus commode que la précédente pour la détermination rapide d'un épicentre.

Supposons d'abord que la propagation au voisinage de la station n'est pas perturbée par des irrégularités de la croûte terrestre. Il est possible, à l'aide de nos trois signaux, de déterminer,par goniométrie, l'épicentre du séisme enregistré.

Le calcul de l'azimut de l'épicentre et la vitesse de passage de l'onde se fait très facilement en utilisant les différences de temps de passage du signal aux trois points (remarquons qu'il s'agit bien ici de la différence des temps d'arrivée et non des "écarts" de temps, qui sont, rappelons-le,les différences entre les différences de temps observées et les différences de temps calculées). Nous allons cependant résoudre le problème par des considérations géométriques.

Le séisme étant lointain, ce que nous avons toujours supposé, le signal arrive sous forme d'une onde plane, caractérisée par son azimut θ et sa vitesse de passage V. Ces deux paramètres peuvent se calculer en fonction des deux données t_1 et t_2, différences des temps d'arrivée dans les stations 1 et 2 et dans la station mère. Le produit Vt_1 (resp. VT_2) représente la distance entre la station 1 (resp. 2) et la station mère, comptée parallèlement à la direction d'arrivée du séisme. Cette distance est évidemment une combinaison linéaire et homogène de cos θ et de sin θ, les coefficients dépendant de la géométrie du triangle de stations.

Un ensemble de séismes arrivant dans une station, d'azimuts

différents mais identiquement éloignés, sera représenté dans le plan t_1, t_2 par un ensemble de points. La vitesse de passage étant la même pour tous ces séismes, il est évident que ces points formeront une ellipse, centrée à l'origine, comme le montre la forme des expressions donnant Vt_1 et Vt_2 en fonction de l'azimut. Deux ellipses correspondant à deux distances de séismes sont homothétiques l'une de l'autre, le rapport d'homothétie étant l'inverse du rapport des vitesses de passage des ondes sismiques.

Cette remarque a été faite par le Professeur Y.Rocard ; il est possible de modifier la présentation de l'abaque des ellipses de façon à obtenir des cercles, plus faciles à utiliser. Il suffit de remarquer que, pour des azimuts θ et $\pi/2 + \theta$, étant donné la forme des équations paramétriques de l'ellipse, nous obtenons deux directions conjuguées de cette ellipse ; une perspective transformant l'ellipse en cercle conservera cette conjugaison, donc l'azimut θ sera l'angle au centre habituel du cercle.

Bien entendu, les nouveaux axes T_1 et T_2 ne seront plus rectangulaires, ni même gradués avec la même échelle. La construction de l'abaque est cependant très simple :

Choisissons une vitesse de passage V, par exemple 8,1 Km/s, vitesse la plus faible et correspondant donc au cercle le plus grand ; traçons un cercle gradué régulièrement comme une rose des vents et indiquons sur ce cercle la direction des droites joignant la station mère aux stations 1 et 2.

L'axe T_1, correspondant aux différences de temps d'arrivée entre la station 1 et la station mère, est un axe sur lequel t_2 est nul, donc il est perpendiculaire à la droite joignant la station mère à la station 2. On construit de même l'axe T_2.

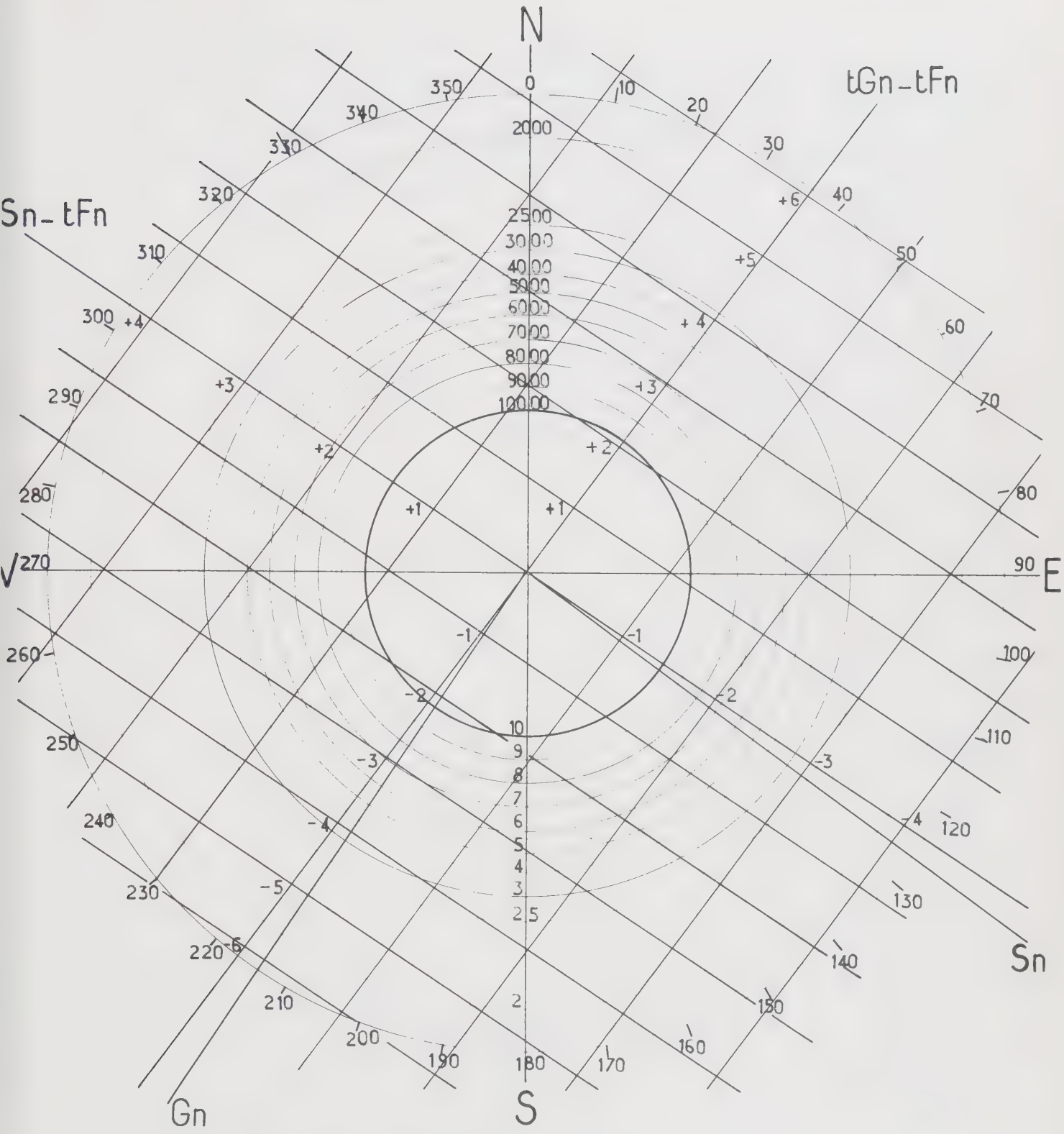
Il faut graduer ces axes, et, pour cela, connaître la taille du triangle. On calcule la longueur des deux hauteurs issues des sommets 1 et 2 et on en déduit le temps mis par l'onde pour parcourir ces deux hauteurs la vitesse V. Le rayon du cercle divisé par ces deux temps fournit les unités des axes T_1 et T_2.

L'abaque étant ainsi tracée, reportons un point (t_1,t_2) expérimental par rapport aux axes obliques de cette abaque. La demi-droite, issue de l'origine et passant par le point, donne l'azimut du séisme, la distance entre l'origine et ce point est inversement proportionnelle à la vitesse de passage de l'onde et n'est donc fonction que de la distance à l'épicentre. Il est d'ailleurs possible de graduer directement l'abaque en distance en traçant une série de cercles concentriques correspondant à plusieurs distances.

La théorie précédente suppose évidemment que les écarts de temps dont nous avons montré l'existence sont nuls. En pratique, les points expérimentaux ne sont donc pas exactement à leur emplacement théorique, et il est possible, soit de représenter les écarts de temps par des vecteurs joignant le point théorique au point expérimental, soit de corriger empiriquement l'abaque à l'aide des écarts mesurés.

Cette présentation n'est pas plus commode pour mettre en évidence les écarts de temps observés mais permet, par contre, de déterminer très rapidement une approximation de l'épicentre d'un séisme. Cette possibilité est évidemment très importante pour des études préliminaires rapides d'épicentres, en particulier dans le cas où l'on veut pouvoir faire rapidement une étude détaillée des séismes venant d'une région déterminée. Il faut remarquer que ces déterminations approchées d'épicentre ne sont pas aussi grossières que le laisserait supposer l'extrapolation à un très petit triangle de la détermination à l'aide de trois stations éloignées de quelques centaines de kilomètres. En effet, dans une station tripartite, les stations sont bien plus homogènes que des stations éloignées. Les ondes se corrèlent très bien entre elles, et il est beaucoup plus facile de prendre des différences de temps d'arrivée entre des ondes qui se correspondent vraiment.

Nous donnons comme exemple l'abaque correspondant à notre station de Normandie. Actuellement, toutes les arrivées de séismes enregistrées dans notre réseau sont communiquées au Bureau Central International de Séismologie qui les utilise dans ses déterminations d'épicentres, il est


N
tGn-tFn
Sn-tFn
E
Sn
S
Gn
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
200
210
220
230
240
250
260
270
280
290
300
310
320
330
340
350
2000
2500
3000
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
10
9
8
7
6
5
4
3
2.5
2
+1
+2
+3
+4
+5
+6
-1
-2
-3
-4
-5
-6

NORMANDIE

cependant très intéressant pour nous d'avoir rapidement des déterminations préliminaires. Celles-ci sont faites à l'aide d'abaques similaires à la précédente et tracées pour chacune de nos stations ; ensuite, dans les cas qui nous intéressent, nous calculons immédiatement une meilleure approximation à l'aide de l'ensemble de notre réseau.

CONCLUSION

Au cours de ce travail, nous avons montré l'existence d'anomalies assez spéciales dans les temps de propagation des ondes sismiques. La vitesse apparente d'un signal entre deux stations voisines peut différer notablement de la vitesse calculée à l'aide des tables de Jeffrey's-Bullen. Cette constatation n'a pu être faite que grâce à l'installation d'un réseau de stations reliées par radio.

Cet effet est actuellement étudié par à peu près tous les groupes de Sismologie qui peuvent disposer des résultats d'un réseau de stations sismiques. En particulier, trois communications,en plus de la nôtre,ont été présentées au dernier Congrès de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale à Zurich, en Septembre 1967 [14-22-40]. Ces différentes communications essayent d'expliquer les résultats expérimentaux en changeant la loi de vitesse en fonction de la profondeur, en particulier dans le manteau inférieur. Nous avons essayé d'expliquer nos résultats d'une façon totalement différente, en attribuant toutes les anomalies au voisinage immédiat des stations de réception. Il est certain que ces deux hypothèses ne sont que des cas limites, les deux phénomènes devant intervenir simultanément. Toutefois, une grande partie de nos résultats ne peut pas être expliquée par des changements de vitesse dans les couches profondes de la terre. Nous observons des écarts de temps de l'ordre de 0,3 seconde entre des stations distantes de 30 Km, soit une variation de $dT / d\Delta$ de l'ordre de 1 seconde par degré, alors que la valeur donnée par les tables pour $dT / d\Delta$ est de 5 à 6 secondes pour des séismes lointains : c'est une variation beaucoup trop forte, si elle était exacte, les tables de Jeffrey's-Bullen ne seraient même pas utilisables. Mais, ce qui est plus important, nos écarts de temps dépendent de l'azimut, comme nous l'avons montré dans l'étude de la Normandie, ce qui reviendrait à admettre un considérable effet d'anisotropie à l'intérieur

de la terre, anisotropie que l'on sait ne pas exister à ce degré.

Il est donc indispensable d'étudier d'abord les anomalies d'origine locale, comme nous l'avons fait dans ce travail, avant de pouvoir calculer une nouvelle table de propagation des ondes sismiques.

Un autre point vient renforcer notre hypothèse de travail : dans les différents cas que nous avons étudiés, il a toujours été possible d'établir un parallèle entre les données de la Sismologie et celles de la Géologie. Ce point est, à nos yeux, d'une très grande importance. La méthode permet en effet d'étudier la "Mohographie" de la terre, en nous donnant le moyen de suivre d'une station à l'autre les variations d'épaisseur de la croûte terrestre.

Dans le Tarn et Garonne, en Provence, en Normandie, nous avons pu obtenir l'allure des variations de profondeur de la discontinuité de Mohorovicic. Ces variations ont pu être reliées aux amplitudes des ondes sismiques, aux résultats de prospection de sismique-réfraction et surtout à la structure géologique des régions considérées.

Il reste encore de nombreuses régions à étudier, même en se limitant à la France, mais nous avons pu indiquer une méthode donnant des résultats nouveaux (cartes locales de Moho), qui, jusqu'ici, n'étaient pas accessibles à la Géophysique.

BIBLIOGRAPHIE

(1) C.ALLEGRE, P.MECHLER, Y.ROCARD.- Quelques problèmes géologiques abordés par la Séismologie.- Bull. Soc. Géol. France, 7ème série, IV, 877 (1962).

(2) C.ALLEGRE, L.DOUSSAINT, P.MECHLER,J.M.REMY,Y.ROCARD.- Volcanisme de l'Hérault et réception sismique.- C.R.Acad.Sci., 257, 2313 (1963).

(3) C.ALLEGRE, L.DOUSSAINT, P.MECHLER, F.PROUST, Y.ROCARD, J.ROURE.- Premier modèle de la structure profonde du Sud de la France et de ses prolongements sous-marins.- Somm. des séances de la Soc. Géol. de France, 3 (1964).

(4) C.ALLEGRE, L.DOUSSAINT, P.MECHLER, F.PROUST.- Contribution à l'étude seismologique du volcanisme de l'Hérault et des Causses.- Bull. Soc. Géol. France, 7ème série, VI, 113, (1964).

(5) J.AUBOIN, G.MENESSIER.- Essai sur la structure de la Provence.- Extrait du livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, tome II, Public. Soc. Géol. de France, 1960-1962.

(6) Y.BEAUFILS, P.MECHLER, Y.ROCARD.- Résultats du tir du Lac de l'Eychauda.- Ann. Géophys., 21, 287 (1965).

(7) I.BELLEMO, R.FINETTI, C.MORELLI, G. de VISINTINI, P.MECHLER, Y.ROCARD.- Recherches séismiques sur la croûte terrestre selon un profil Peschigi(Gargano) - Capo Santa Maria di Leuca (Péninsule Salentine).- Bollet. Geofis.Teorica ed applic., IX, 108 (1967).

(8) M.J.BERRY, G.F.WEST.- An interpretation of the first-arrival data of the Lake Superior experiment by the Time-term method.- Bull. Seismol. Soc. Amer., 56, 141 (1966).

(9) J.BONNIN.- Interprétation des différences de temps d'arrivée d'ondes sismiques dans la station tripartite de Normandie.- Diplôme d'Etudes Supérieures, E.N.S., Faculté des Sciences de Paris (1965).

(10) L.CAGNIARD.- Réflexion et réfraction des ondes séismiques progressives.- Gauthier-Villars ed., Paris (1939).

(11) J.P.CARRON, P.NOZIERES.- Les variations du bruit de fond séismique dans le Bassin Parisien.- C.R.Acad.Sci., 251, 3019 (1960).

(12) J.P.CARRON, P.NOZIERES.- Discontinuité du bruit de fond séismique sur les failles bordières de la Limagne.- C.R.Acad.Sci., 252, 1048 (1961).

(13) J.P.CARRON, P.NOZIERES, Y.ROCARD.- Corrélations entre séismographes voisins.- C.R.Acad.Sci., 252, 2430 (1961).

(14) M.A.CHINNERY.- Velocity anomalies in the lower mantle.- Communication à l'U.G.G.I., Zurich,(1967).

(15) H.CLOSS, Y.H.LABROUSTE.- Recherches sismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960.- Publication du C.N.R.S. - Paris.

(16) COTTENCON, DALBIEZ.- Rapport sur les recherches pétrolières en France.-American Association of Petroleum Geologist, 48, n°8, 1308 (1964).

(17) W.M.EWING, W.S.JARDETZKY, F.PRESS.- Elastic waves in layered media.- Mac Graw Hill ed. (1957).

(18) S.FLUGGE.- Handbuch der Physik - Tome XLVII - Geophysik.- Springer Verlag (1956).

(19) B.GUTEMBERG.- Physics of the Earth Interior.-Academic Press (1959).

(20) H.JEFFREYS, K.E.BULLEN.- Seimological Tables.- British Association for the advancement of Sciences (1948).

(21) H.JEFFREYS.- The Earth.- Cambridge University Press (1962).

(22) L. JOHNSON.- Measurements of velocities in the mantle with a large seismic array.-Communication à l'U.G.G.I., Zurich (1967).

(23) R.MATHEY, Y.ROCARD.- Performances de certains séismographes à courte période.- C.R.Acad.Sci., 248, 3462 (1959).

(24) P.MECHLER, Y.ROCARD.- Courbure et inclinaison des couches dans la croûte terrestre en rapport avec les amplitudes sismiques de fortes explosions.- C.R.Acad.Qci., 255, 2490 (1962).

(25) P.MECHLER, Y.ROCARD.- Courbure générale de la couche de Mohorovicic suivant l'azimut à partir d'un point de tir d'après les amplitudes sismiques au loin.- C.R.Acad.Qci., 255, 2623 (1962).

(26) P.MECHLER, Y.ROCARD.- La Mohographie et les renforcements d'ondes sismiques.- C.R.Acad.Sci., 259, 2269 (1964).

(27) P.MECHLER, Y.ROCARD.- Relief de la couche de Mohorovicic sous la Provence.- C.R.Acad.Sci., 262, 241 (1966).

(28) P.MECHLER.- Modèle de croûte terrestre déduit des différences de temps d'arrivée de signaux sismiques en deux stations voisines. Application à la Normandie.- Communication à la Commission Séismologique Européenne, Copenhague (1966).

(29) P.MECHLER.- Limitations géologiques dans l'utilisation des réseaux de sismographes.- Communication au "Symposium on Seismological Arrays", U.G.G.I., Zurich (1967).

(30) Y.ROCARD.- L'amplification électronique et les séismographes.- Annales de Géophysique, 15, n° 3, 418 (1959).

(31) Y.ROCARD.- Sur l'absorption des ondes séismiques longitudinales.- C.R.Acad.Sci., 249,1130 (1959).

(32) Y.ROCARD.- Sur les signaux sismiques de longue période obtenus lors du test nucléaire de Reggane, le 13 Février 1960.- C.R.Acad.Sci., 250, 2244 (1960).

(33) Y.ROCARD.- Sur les inégalités de la propagation sismique des ondes de volume à longue distance.- C.R.Acad.Sci., 254, 1316 (1962).

(34) Y.ROCARD.- Effet de la profondeur ou de l'altitude d'une explosion sur ses signaux sismiques.- C.R.Acad.Sci., 254, 2404 (1962).

(35) Y.ROCARD.- Amplitude des ondes sismiques de 2 100 à 2 800 Km en France sur une direction Sud-Nord.- C.R.Acad.Sci., 254, 4063 (1962).

(36) Y.ROCARD.- Formation du signal sismique lors d'une explosion souterraine.- C.R.Acad.Sci., 258, 2373 (1964).

(37) Y.ROCARD.- Sur une combinaison de quatre sismographes permettant l'étude de la croûte terrestre.- C.R.Acad.Sci., 262, 528 (1966).

(38) A.E.SCHEIDEGGER, P.L.WILLMORE.- The use of a least squares method for interpretation of data from seismic surveys.- Geophysics, 22, 9 (1957).

(39) J.STEINHART, T.JEFFERSON SMITH.- The earth beneath the continents.- Geophysical Monograph series (1966).

(40) M.N.TOKSÖZ .- Velocity structure and inhomogeneities of the earth's mantle.- Communication à l'U.G.G.I., Zurich (1967).

(41) P.L.WILLMORE, A.M.BANCROFT.- The time-term approach to refraction seismology.- Geophysics, J 3, 419 (1960).

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 1

CHAPITRE I

Anomalies des temps de propagation d'une onde sismique enregitrée dans deux stations voisines 4

CHAPITRE II

Matériel et stations utilisés 37

CHAPITRE III

Focalisation dans le Tarn et Garonne 48

CHAPITRE IV

Données sur la Provence 57

CHAPITRE V

Mohographie du Massif Armoricain en Normandie 72

CONCLUSION 86

BIBLIOGRAPHIE 88